ODICAL Akademie der Wissenschaften - -

2/3 2/

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

LIBRARY
JAN 16 1962
FISH & WILDLIFE SERVICE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN
VON
ERICH BRUNS

HEFT 2/3

AKADEMIE - VERLAG · BERLIN
1961

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN
VON
ERICH BRUNS

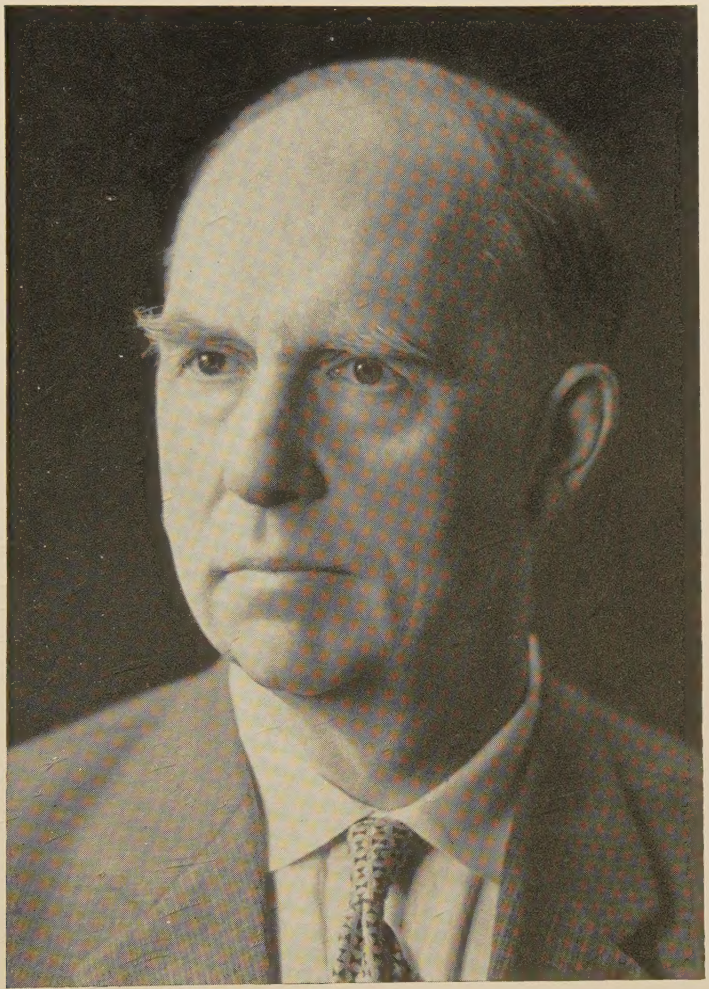
HEFT 2/3

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN
1961

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, Berlin W 8, Leipziger Straße 3—4
Copyright 1961 by Akademie-Verlag GmbH
Lizenznummer: 202 · 100/556/61
Kartengenehmigung: MdI der DDR Nr. 6365
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer" Bad Langensalza
Bestellnummer: 2105/2—3
Preis: DM 22,50
Printed in Germany
ES 18 E 4

INHALT

1. Vorwort: Erich Bruns zum 60. Geburtstag 5
2. G. Sager: Ergänzende Betrachtungen zur Karte der Linien gleichen Springtidenhubs der halbtägigen Gezeit $M_2 + S_2$ . . 9
3. G. Wolf: Farbmessungen nach dem Spektralverfahren mit dem Pulfrich-Photometer 26
4. R. Helm: Drei neue Strömungsmeßgeräte des Instituts für Meereskunde 33
5. E. Werner: Ein neues Gerät zur Messung von Salzgehalt, Temperatur und Tiefe 42
6. K. Voigt: Der fernregistrierende Hochseepegel des Warnemünder Instituts für Meereskunde 46
7. P. Hupfer: Ein ozeanologischer Längsschnitt durch die Ostsee vom 10.—13. Juli 1957 60
8. D. Böhl: Fehlerabschätzung für stückweise lineare Interpolation 87
9. K. Till: Der Seemagnetograph, ein neues Schleppgerät zur Messung der horizontalen und vertikalen Komponente des erdmagnetischen Feldes auf See 102
10. Veröffentlichungen von Erich Bruns 110



Digitized by the Internet Archive
in 2025

https://archive.org/details/beitrage-zur-meereskunde_1961_2-3

Erich Bruns zum 60. Geburtstag

Am 8. April 1960 beging der Direktor des Instituts für Meereskunde in Warnemünde, Herr Professor Dr. Ing. habil. E. Bruns inmitten seines intensiven Schaffens seinen sechzigsten Gebutrstag.

Für seine Mitarbeiter war dies ein willkommener Anlaß, dem Jubilar ihre neuesten Arbeiten auf den verschiedenen Gebieten der Meereskunde zu überreichen, die in diesem Heft zusammengefaßt sind.

Gleichzeitig soll dieses Widmungsheft dazu dienen, den Werdegang des Gelehrten an uns vorüberziehen zu lassen, der unter harten Umweltbedingungen begann und durch unermüdlichen Fleiß und zähe Energie zu seiner heutigen Stellung führte, in der sein Name in der Meereskunde zu einem Begriff geworden ist.

Zu Beginn unseres Säkulums als Sohn deutscher Eltern in St. Petersburg geboren, verbrachte er seine Jugend in der Stadt an der Newa und wuchs mitten in dem Umbruch des russischen Reiches hinein. Ein Jahr nach der Oktoberrevolution legte er in Leningrad das Abitur mit Auszeichnung ab, arbeitete anschließend drei Jahre als Lastträger im Hafen und bezog 1922 die Baufakultät der Polytechnischen Hochschule Leningrad.

Wie in manchen anderen Fällen, so wurde auch für Bruns ein Naturereignis der Wendepunkt seiner Entwicklung, als im Herbst 1924 die große Sturmflut Leningrad traf und drei Viertel der Stadt überschwemmte. Er wandte sich den Problemen der Meereskunde zu, wo er als Student im Auftrage der meereskundlichen Abteilung des Staatlichen Hydrologischen Instituts bei der Anbringung von Wasserstandsmarken an Häusern und der zugehörigen Nivellierung beschäftigt war und anschließend mit einer kleinen Gruppe von Kommilitonen in einem Wasserbaulaboratorium derselben Anstalt nebenberuflich tätig sein durfte, als unter Leitung von Prof. W. E. Liachnitzkij an einem Modell des Finnischen Meerbusens die Wirkung von Sturmfluten mehrere Jahre hindurch untersucht wurde. Um diese Zeit begann auch Bruns' Expeditionstätigkeit mit dem kleinen Kutter „Herpa" der Abteilung Meereskunde, die inzwischen Prof. K. M. Derjugin von dem in den Ruhestand gegangenen Prof. N. M. Knipowitsch übernommen hatte.

Mit dem Abschluß der Polytechnischen Hochschule 1930 in der Fachrichtung See- und Seehafenbau bei Prof. B. N. Kandiba ging Bruns ganz zur Abteilung Meereskunde des Staatlichen Hydrologischen Instituts über und widmete sich einem Interessengebiet beider Forschungs- bzw. Ausbildungszentren, nämlich der Wellenforschung. Er errichtete mehrere Wellenmeßstationen im Finnischen Meerbusen, im Weißen Meer, an der Barentssee und am Schwarzen Meer, wo außer den üblichen Wellenelementen der Wellenstoß auf eine senkrechte Wand registriert wurde. Im Laufe dieser Arbeiten übernahm er eine größere Gruppe für Wellenforschungen einschließlich der stereophotogrammetrischen Wellenaufnahmen auf See, arbeitete expeditionsmäßig und beteiligte sich am hydrologischen Kataster insbesondere des Kaspischen Meeres. Neben den wissenschaftlichen Arbeiten im Staatlichen Hydrologischen Institut verpflichtete sich Bruns fünf Jahre der pädagogischen Tätigkeit in der Fakultät für Wasserbau am Lehrstuhl für Hydrologie seiner Alma Mater. Dazwischen wandte er sich zusammen mit Prof. W. W. Kusnetzow dem Bau meereskundlicher Geräte zu, wobei u. a. ein Küstenwellenschreiber entstand, und leitete vorübergehend ein Laboratorium, das sich mit Fragen der Feststellung von Sickerwasser bei Erddämmen als großen Seebauwerken mit Hilfe der Methode der elektro-hydrodynamischen Analogie befaßte. In insgesamt 13jähriger Tätigkeit in der Sowjetunion sammelte Bruns ein umfangreiches meereskundliches Beobachtungsmaterial, das er erst zum Teil veröffentlicht hatte, als er im April 1938 entgegen seinem Willen nach Deutschland zurückkehren mußte.

Hier mußte er nun erleben, wie seine sowjetische Hochschulbildung nicht anerkannt wurde. Durch diese Ereignisse zurückgeworfen, erlangte er im Januar 1941 an der Technischen Hochschule Berlin-Charlottenburg den Grad eines Diplom-Ingenieurs und promovierte nach drei Jahren mit der Arbeit „Berechnung des Wellenstoßes auf Molen und Wellenbrecher" bei Prof. Agatz und Prof. Tolke zum Dr. Ing. Unter Berücksichtigung italienischer, frranzösischer, deutscher und englischer Beobachtungen konnte er darin seine eigenen Ergebnisse bezüglich der Auswahl der geeignetsten Methode aus dem reichlich zwei Dutzend bereits vorhandener Berechnungsformeln für den Wellenstoß auf vertikale, schräge und parabolische Wände verwerten. In der Zeit des zweiten Weltkrieges entstanden mehrere Arbeiten über die Eis- und Temperaturverhältnisse von Spree und Havel, die er als kommissarischer Leiter des Hydrographischen Institutes der Wasserstraßendirektion Potsdam unter der Gesamtleitung von Prof. Lotte Möller durchführte.

Nach 1945 wurde Bruns mit der Leitung aller hydrologischen Messungen im Fluß- und Küstengebiet der damaligen sowjetischen Besatzungszone im Rahmen der Generaldirektion Schiffahrt beauftragt. Gleichzeitig arbeitete er an der Instandsetzung des Binnen- und Seewasserstraßennetzes und wurde zum Leiter der Abteilung „Gewässerkunde" in der Forschungsanstalt für Schiffahrt, Gewässerkunde und Grundbau in Berlin ernannt.

Mit der 1949 erfolgten Gründung der Deutschen Demokratischen Republik übernahm er die Leitung des von ihm ins Leben gerufenen Seehydrographischen

Dienstes, die mit einer Reihe von organisatorischen Arbeiten verbunden war. Aus der Abteilung „Meereskunde" dieses Dienstes entwickelte er ein zunächst noch im Umfang bescheidenes Hydro-Meteorologisches Institut, dessen Aufgaben aber bald wuchsen und denen er sich ab 1953 ausschließlich widmete. Als Ziel dieses Instituts wurde die meereskundliche Erforschung der Küstengewässer der DDR und des Ostseeraumes angesehen, wozu zwei kleinere Forschungsschiffe Terminfahrten und Expeditionen durchführten, während ein entsprechendes hydro-meteorologisches Stationsnetz die Küstenbeobachtungen sicherte. Seit 1954 wurde auf die Initiative von Bruns hin mit der Entwicklung moderner ozeanographischer Meßgeräte für die Küste und die offene See begonnen, die es ermöglichten, ab 1957 laufend ein deutsches Team für das im Rahmen des Internationalen Geophysikalischen Jahres im Atlantik arbeitende sowjetische Forschungsschiff „Michail Lomonossov" zu stellen, das in der Rostocker Neptun-Werft gebaut worden ist. Obwohl nicht mehr der jüngste und inzwischen der Strapazen meereskundlicher Expeditionen entwöhnt, ließ er es sich nicht nehmen, die erste Fahrt des Schiffes unter deutscher Beteiligung mitzumachen und somit den folgenden Mitarbeitern als Vorbild zu dienen und ihnen die Wege zu ebnen.

Zur Heranbildung von Nachwuchs auf dem Fachgebiet der Ozeanologie begann Bruns ab 1955 Vorlesungen über Meereskunde am Geophysikalischen Institut der Karl-Marx-Universität in Leipzig zu halten, wo er sich 1956 habilitierte. In seiner wissenschaftlichen Arbeit häufig durch Verwaltungsaufgaben stark behindert — so entstand auf sein Betreiben „das Maritime Observatorium Zingst" auf dem Darß als Ausbildungsstätte der Universitäten Leipzig und Berlin — schuf er namentlich in der geringen verbleibenden Freizeit und in der Arbeit mancher Nächte das „Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane" und begann mit dem auf 6 Bände geplanten Werk „Ozeanologie", dessen erster Band 1958 vorgelegt werden konnte. Beide Bücher zeugen von einer immensen Sammelarbeit und einem umfangreichen Wissen, die für die Abfassung so umfangreicher Themata notwendig sind.

1958 wurde das Hydro-Meteorologische Institut unter strengerer Koordinierung seiner Aufgaben als „Institut für Meereskunde" in Warnemünde umgebildet, blieb aber weiterhin dem Seehydrographischen Dienst der DDR unterstellt, bis es ab 1. Januar 1960 mit allen seinen Einrichtungen und Forschungsschiffen der Forschungsgemeinschaft der naturwissenschaftlichen, technischen und medizinischen Institute der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin angegliedert wurde. Bruns wurde zu seinem Direktor ernannt und gleichzeitig von der Karl Marx Universität Leipzig zum Professor für Ozeanologie an der Mathematisch Naturwissenschaftlichen Fakultät berufen. Auch von staatlicher Seite blieben die Anerkennungen nicht aus: Am zehnten Jahrestag der Republik erhielt er die „Verdienstmedaille der Deutschen Demokratischen Republik" und vor wenigen Monaten wurde ihm die Auszeichnung mit dem „Vaterländischen Verdienstorden" in Bronze zuteil.

Mit der gegenwärtigen Erweiterung des Instituts erwachsen seinem Direktor neue Aufgaben, die zu einem Teil wieder organisatorischer Art sind. Inzwischen

kann er sich aber in der wissenschaftlichen Arbeit bereits auf einen Stamm eingearbeiteter Mitarbeiter stützen, die sich den verschiedenen Problemen zuwenden, an denen die Meereskunde noch so reich ist.

So wollen wir dem Jubilar wünschen, daß er seine gütige und so ausgeglichene Art sowie die nie rastende Schaffenskraft dem Institut lange bewahren möge und gratulieren ihm in diesem Sinne mit einem herzlichen

Ad multos annos!

Die Mitarbeiter

Ergänzende Betrachtungen zur Karte der Linien gleichen Springtidenhubs der halbtägigen Gezeit $M_2 + S_2$

Von Günther Sager

Zusammenfassung: Zu der bekannten Karte der Linien gleichen Springtidenhubs der halbtägigen Gezeit $M_2 + S_2$ für die Nordsee, den Ärmelkanal und die Irische See werden ergänzende Daten gegeben, die den mittleren Tidenhub zur Nippzeit und zu beliebigen anderen Zeitpunkten abzuschätzen gestatten. An Beispielen wird eine Übersicht des Einflusses der Mondparallaxe und der Deklination von Mond und Sonne auf Größe und Verhältnis von Nipp- und Springtidenhub vermittelt.

1. Karten gleichen mittleren Springtidenhubs

Das Interesse am Ablauf der Gezeiten war ursprünglich primär auf die Eintrittszeiten der Hochwasser gerichtet und wandte sich erst später den Höhen der Gezeit zu. Ähnlich spielten die Niedrigwasser anfangs eine untergeordnete Rolle. Sie gewannen erst mit dem zunehmenden Tiefgang der Schiffe um die letzte Jahrhundertwende an Bedeutung. Entsprechend läßt sich das Bemühen um einen Überblick des zeitlichen Ablaufs der Gezeiten in Form von „Karten der Flutstundenlinien" — d. h Linien gleicher Eintrittszeit der Hochwasser gegenüber dem Durchgang des Mondes durch einen bestimmten Meridian — rund 1½ Jahrhunderte zurückverfolgen, wogegen die „Karten der Linien gleichen mittleren Springtidenhubs" erst ein Vierteljahrhundert alt sind. Ursache ist die relativ junge Entwicklung der praktischen und theoretischen Methoden der Bestimmung von Wasserständen auf See.

Wasserstandsbeobachtungen an der Küste liegen schon seit längerer Zeit vor. So gibt es seit der Mitte des 18. Jahrhunderts in Deutschland Lattenpegel. Regelmäßige Ablesungen der Gezeit erfolgten z. B. seit 1795 an den London Docks, seit 1807 in Brest und ab 1843 in Cuxhaven. Das Problem der mechanischen Registrierung der Wasserstände war 1828 mit der Aufstellung des ersten Registrierpegels in Sheerness an der Themse gelöst worden, womit man „Gezeitenkurven" zur Verfügung hatte. Der erste deutsche Registrierpegel wurde 1870 in Swinemünde errichtet, dem bald weitere folgten. Alle so erzielten Beobachtungen und Analysen gaben aber nur ein Bild des Tidenhubs in unmittelbarer Küstennähe. Diesen Mangel hat man zeitig erkannt, so daß seit 1880 Versuche an sog. Hochseepegeln auf deutscher und französischer Seite zu verzeichnen sind, bei denen druck-

empfindliche Elemente am Meeresboden den Gang des Wasser- inclusive Luftdrucks aufnahmen. Allerdings verging fast ein halbes Jahrhundert, bis diese Geräte voll einsatzfähig waren. Währenddessen war man auf Feinlotungen vom verankerten Schiff aus angewiesen, die unter günstigen Bedingungen bis 100 m Tiefe durchführbar sind. Von englischer Seite wurden zeitweilig auch Unterseeboote zur Ermittlung von Wasserstandswerten eingesetzt.

Selbst der heute vervollkommnete Hochseepegel kann wegen der Druckabhängigkeit nur in Tiefen bis maximal 250 m arbeiten. Das bedeutet das Fehlen von Messungen der Wasserstände in allen Weltmeeren mit Ausnahme der Schelfgebiete, zu denen der größte Teil der Nordsee sowie der Ärmelkanal und die Irische See gehören. Es wäre daher mit einem Überblick zum Verlauf der Gezeiten in den Ozeanen schlecht bestellt, wenn sich nicht theoretisch Zusammenhänge zwischen den Gezeitenströmen und den Wasserstandshöhen ergeben hätten, die es gestatten, letztere aus den ersteren analytisch zu ermitteln. Zwar sind Strommessungen kostspielig, dafür aber auch über größeren Tiefen durchführbar. Auch in den Schelfmeeren leisten die theoretischen Verfahren gute Dienste, um vorhandene Vorstellungen zu kontrollieren bzw. den Aufwand an Messungen zu reduzieren, wofür u. a. die Nordsee ein Beispiel ist.

Für die Nordsee lagen die meisten Messungen von Wasserständen und Gezeitenströmen vor, wobei man beide Komponenten der Gezeiten zunächst als zwei getrennte Dinge ansah. Unter dem Aspekt dieser Auffassung hatte sich MERZ — damals Leiter des Instituts für Meereskunde in Berlin — an die Arbeit gemacht, um aus dem umfangreichen Beobachtungsmaterial von Wasserständen Linien gleichen Springtidenhubs herauszuschälen. Seine diesbezügliche Karte erschien 1923 und wurde einige Jahre später in die Gezeitentafel übernommen. 1931 erfolgte eine Neubearbeitung durch RAUSCHELBACH, nachdem sich die Zahl der Beobachtungen auf See erhöhte hatte und den bahnbrechenden Arbeiten von DEFANT, PROUDMAN und DOODSON allgemeine Anerkennung zuteil geworden war.

Wie öfter in der Geschichte der Wissenschaften, vollzog sich in wenigen Jahren ein Wandel, den man in Jahrzehnten nicht für möglich gehalten hatte. Anstoß gab eine Arbeit von TAYLOR, der 1922 das Problem der Gezeitenverteilung für ein rechtwinkliges Becken löste, an dem sich seinerzeit Lord KELVIN und Lord RAYLEIGH vergeblich versucht hatten. Die Übertragung dieses Verfahrens auf die Gestalt von Meeresbecken schien allerdings so große Schwierigkeiten hinsichtlich des Umfangs der Rechnungen zu bieten, daß man nach anderen Wegen suchte. Fast gleichzeitig wurden so zwei neue Methoden entwickelt und am Beispiel der Nordsee erprobt, wobei die weitgehende Übereinstimmung der Ergebnisse bald Vertrauen in die Theorien weckte.

Bei der Methode von DEFANT wurde die Nordsee in ein Netz von flächentreuen quadratischen Feldern (Seitenlänge ca. 25 km) mit jeweils annähernd konstanter Wassertiefe unterteilt. Für die Eckpunkte wurde der Strom aus dem 1921 überarbeiteten „Atlas der Gezeiten und Gezeitenströme für das Gebiet der Nordsee

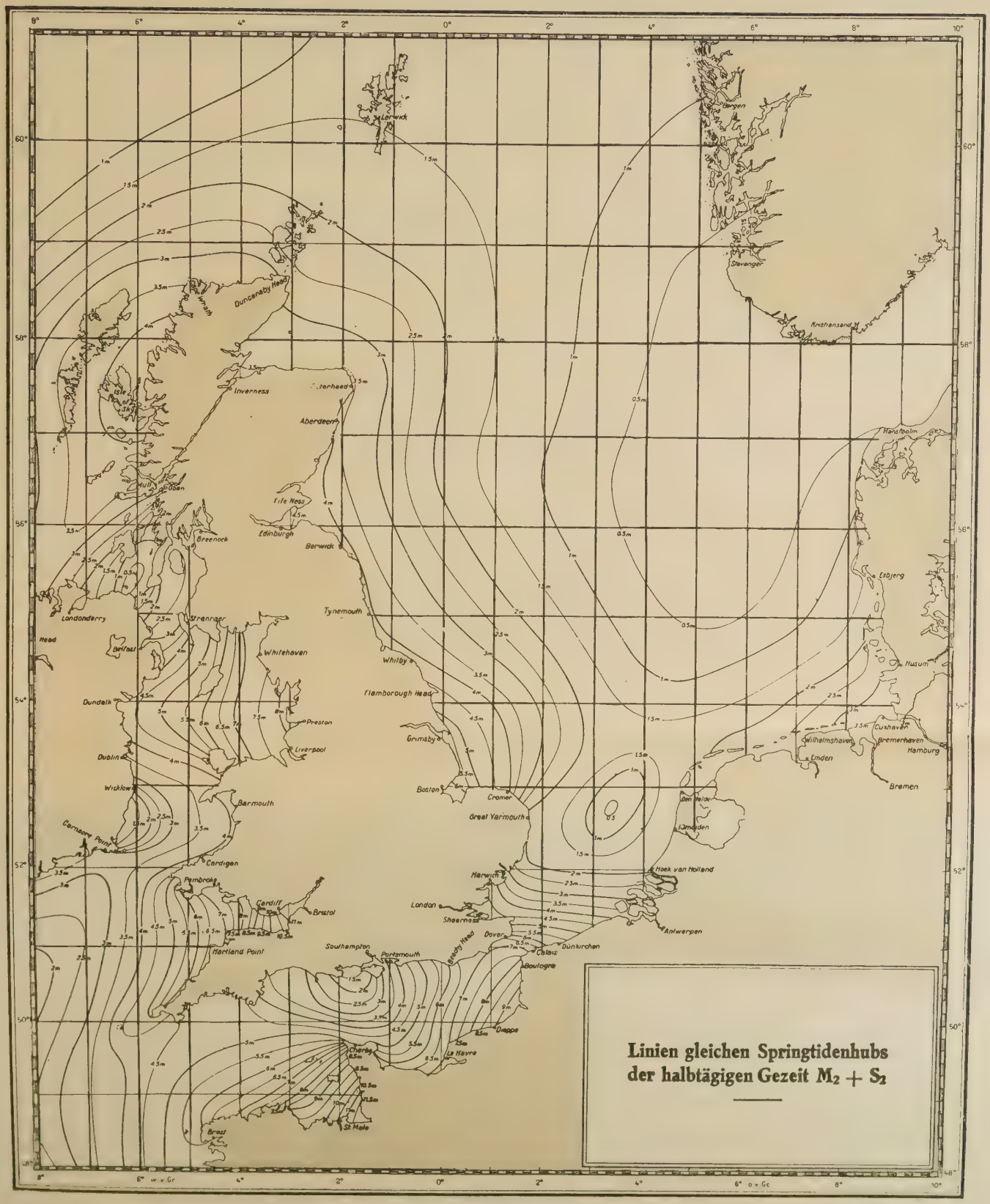


Abb. 1. Linien gleichen Springtidenhubs der halbtägigen Gezeit $M_2 + S_2$

und der Britischen Gewässer" — von der Deutschen Seewarte erstmals 1905 herausgegeben — ermittelt. Unter Vernachlässigung der Reibung berechnete DEFANT aus der Kontinuitätsgleichung die Bilanz der Wassermassen. Als Ergebnis bekam er Amplitude und Phase der Gezeit im Zentrum jedes Netzquadrats, wobei die Werte von denjenigen des Nachbarfeldes und somit auch der Küste unabhängig sind. Dabei ist zu bedenken, daß die Oberflächenströme allein zur Beurteilung des Wassermassenaustausches nicht ausreichen, Tiefenströme aber um jene Zeit nur ungenügend bekannt waren, so daß seiner Gezeitenkarte von 1923 noch gewisse Mängel anhaften mußten.

Die Engländer PROUDMAN und DOODSON gingen von den hydrodynamischen Bewegungsgleichungen aus und berücksichtigten die Reibungsglieder. Sie berechneten aus den Gezeitenströmen entlang mehrerer ausgewählter Schnitte (7 an der Zahl) durch die Nordsee die Oberflächengradienten entlang dieser Linien und schlossen sie an die bekannten Werte der Gezeit in den Endpunkten an der Küste an. Als Resultat erschienen Amplitude und Phase der Gezeit entlang der Schnitte. Die 1924 veröffentlichte Gezeitenkarte der Nordsee ergab die schon erwähnte weitgehende Übereinstimmung mit den vorhandenen Karten, scheint aber weniger durch die Bodenformen beeinflußt zu sein. Durch diese Arbeiten ermutigt, wandten DOODSON und CORKAN das Verfahren 1931 auf den Ärmelkanal und sein westliches Vorfeld (18 Schnitte) und die Irische See (10 Schnitte) an, womit die Gewässer um England mit Ausnahme der schottischen Nord- und Westküste erfaßt waren.

Ein weiterer Schritt auf theoretischem Gebiet gelang HANSEN 1943. Von den hydrodynamischen Bewegungsgleichungen ausgehend, bewies er mit Hilfe des Integralsatzes von GAUSS, daß die Gezeiten eines Meeresgebietes durch die Werte der Gezeit oder die Normalkomponenten des Gezeitenstroms auf dem Rand eindeutig festgelegt sind. Bei der praktischen Anwendung überdeckt man das Gebiet mit einem gleichförmigen Quadratmaschennetz, dessen Berandung sich dem Küstenverlauf möglichst gut anpassen muß. Für jeden inneren Netzpunkt verwandelt man die auftretende Differentialgleichung, in der die variable Tiefe und die Reibung berücksichtigt werden, in eine Differenzengleichung, wobei die Wasserhöhe mit den Werten der vier Nachbarpunkte durch eine lineare Relation verknüpft ist. Mit den Werten auf der Randkurve ist die Auflösung dieses Systems linearer Gleichungen möglich. Nach erheblicher Rechenarbeit — sie ist auch bei den beiden vorher beschriebenen Verfahren nicht zu unterschätzen — ergeben sich dann die Grundlagen zur Konstruktion der Linien gleicher Amplitude und gleicher Phase einer Tide.

Nach diesem kurzen Querschnitt durch die Entwicklung der Methoden zum Entwurf von Karten gleichen mittleren Springtidenhubs ist verständlich, daß sich das anfängliche Bild dieser Karten sowohl durch die zunehmende Zahl der Beobachtungen als auch der neueren theoretischen Erkenntnisse mehrfach gewandelt hat. Das gegenwärtige Bild zeigt die Karte Abb. 1, die als ziemlich sicher gelten kann und keine wesentlichen Änderungen mehr erfahren dürfte.

2. Der mittlere Tidenhub zur Nippzeit

Alle Karten des Tidenhubs verschiedener Seegebiete enthalten die Angaben des Tidenhubs zur Springzeit, weil die Schiffahrt vor allem die extremen Werte interessieren, die durch das Zusammenwirken der gezeitenerzeugenden Kräfte von Mond und Sonne zustande kommen. Für eine Reihe von Arbeiten im Küsten- und Seegebiet sind die Daten zur Nippzeit nicht minder interessant. Da das Verhältnis zwischen Nipp- und Springtidenhub im allgemeinen recht wechselhaft ist, man also nicht nach groben Faustregeln verfahren kann, soll dem Nipptidenhub einige Aufmerksamkeit gewidmet werden.

Im Mittel ist der Springtidenhub in Gebieten mit halbtägigen Tiden wie der Nordsee durch den Ausdruck $2\,(M_2 + S_2)$, der Nipptidenhub durch den Ausdruck $2\,(M_2 - S_2)$ gegeben, worin M_2 die Amplitude der halbtägigen Haupt-Mondtide und S_2 diejenige der halbtägigen Haupt-Sonnentide bedeutet. Da die Werte von M_2 und S_2 für einige Tausend europäische Küstenorte durch eine harmonische Analyse aus einer Reihe von Gezeitenbeobachtungen bekannt sind, läßt sich das Verhältnis des mittleren Nipp- zum Springtidenhub

$$\frac{M_2 - S_2}{M_2 + S_2} = \frac{p}{100} \tag{1}$$

für die Küstengebiete hinreichend genau ermitteln, sofern die Amplituden nicht zu klein sind und dadurch der Quotient ungenau wird.

Für Seegebiete existiert kein entsprechend umfassendes Verzeichnis mit den Werten der harmonischen Konstanten M_2 und S_2. Stattdessen kann man die vorliegende „Karte der Linien gleichen Springtidenhubs der halbtägigen Gezeit $M_2 + S_2$" aus den Gezeitentafeln benutzen und für das Gebiet der Nordsee die 1952 von HANSEN aus Beobachtungen und theoretischen Untersuchungen gewonnene „Karte der Linien gleichen Tidenhubes der halbtägigen Tide M_2" heranziehen. Man benutzt dann zur Bestimmung des Quotienten $p/100$ die auf diese beiden Kartenangaben bezogene Identität

$$\frac{2\,M_2 - (M_2 + S_2)}{M_2 + S_2} = \frac{M_2 - S_2}{M_2 + S_2}, \tag{2}$$

wobei man die Werte M_2 bzw. $M_2 + S_2$ für jeden Ort der Nordsee durch Interpolation finden kann, sofern man sich nicht unterhalb der Grenze der Minimallinie für $M_2 = 0{,}5$ m befindet. Das nicht auf diese Weise in seiner Verhältniszahl p bestimmbare Gebiet, das sich von der norwegischen Südküste über die Große und Kleine Fischerbank bis zur Jütlandbank und den nordöstlichen Ausläufer der Doggerbank erstreckt, ist gleichzeitig ein Gebiet geringer Gezeitenströme, deren Maximum dort selten ½ Knoten übersteigt und in der Norwegischen Rinne sogar unter ¼ kn bleibt.

Die Bestimmung einer großen Zahl von p-Werten für die Küstenorte und das offene Seegebiet gibt einen ausreichenden Überblick zum wechselnden Verhältnis des mittleren Nipp- und Springtidenhubs, das etwa zwischen 40% und knapp 70% schwankt. Vom wissenschaftlichen Standpunkt erwünscht ist ein System von

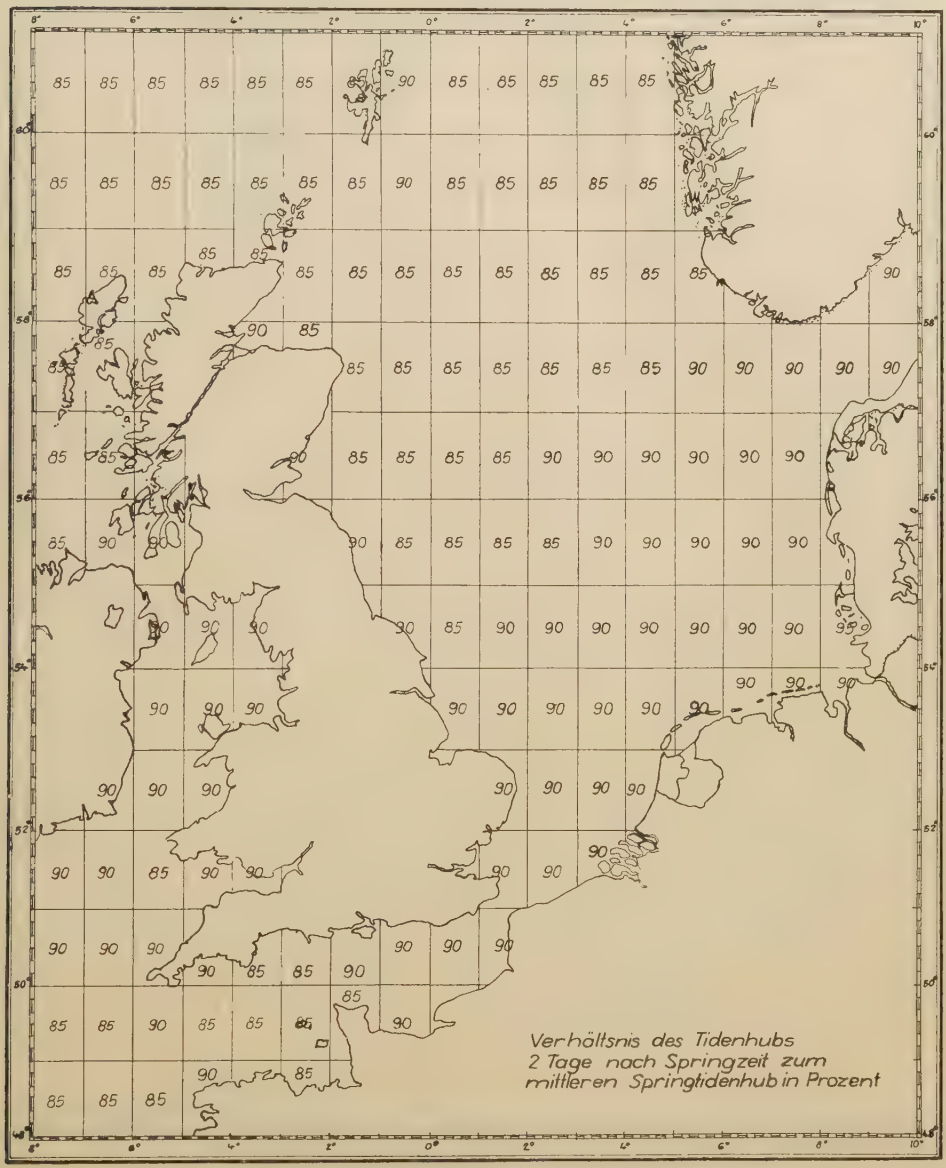


Abb. 2a. Verhältnis des Tidenhubs 2 Tage nach Springzeit zum mittleren Springtidenhub in Prozent

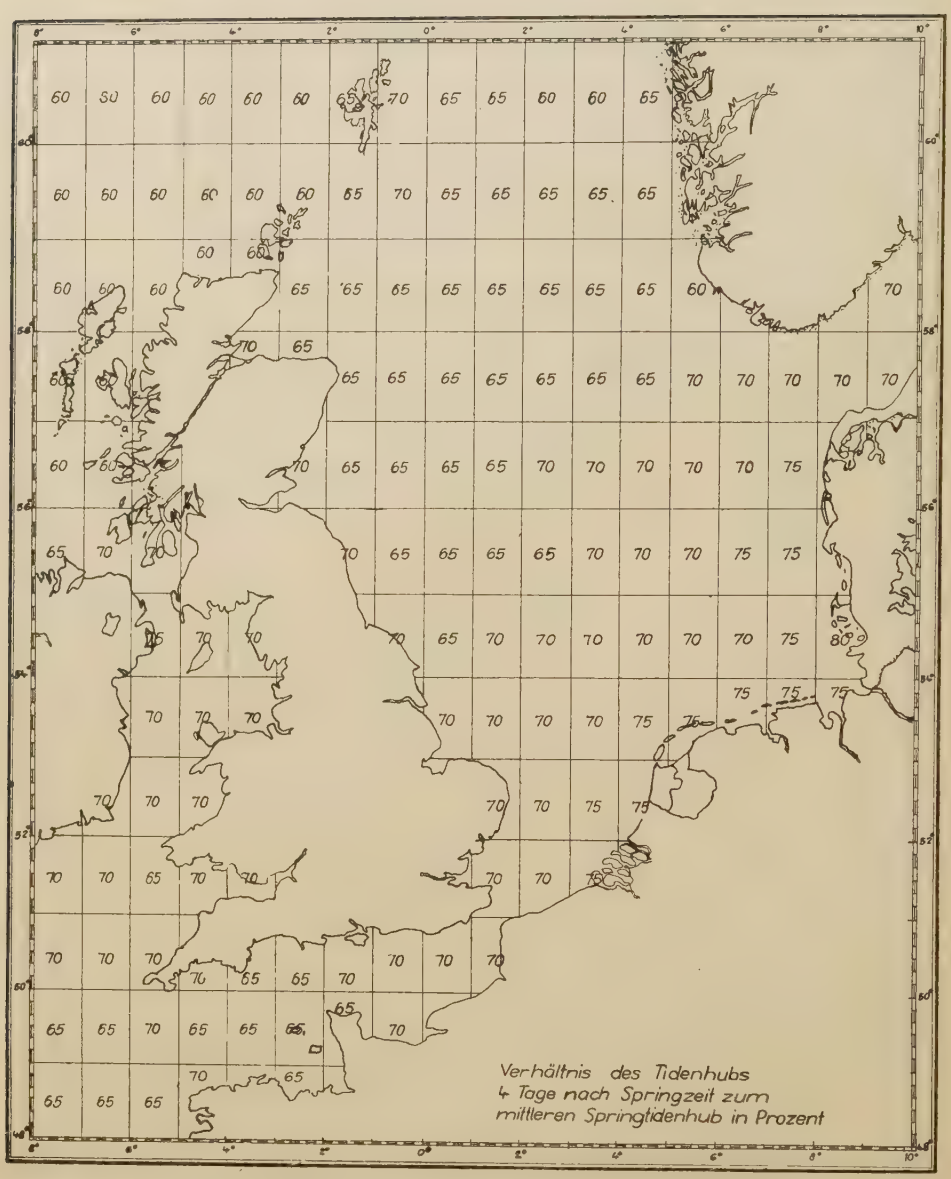


Abb. 2b. Verhältnis des Tidenhubs 4 Tage nach Springzeit zum mittleren Springtidenhub in Prozent

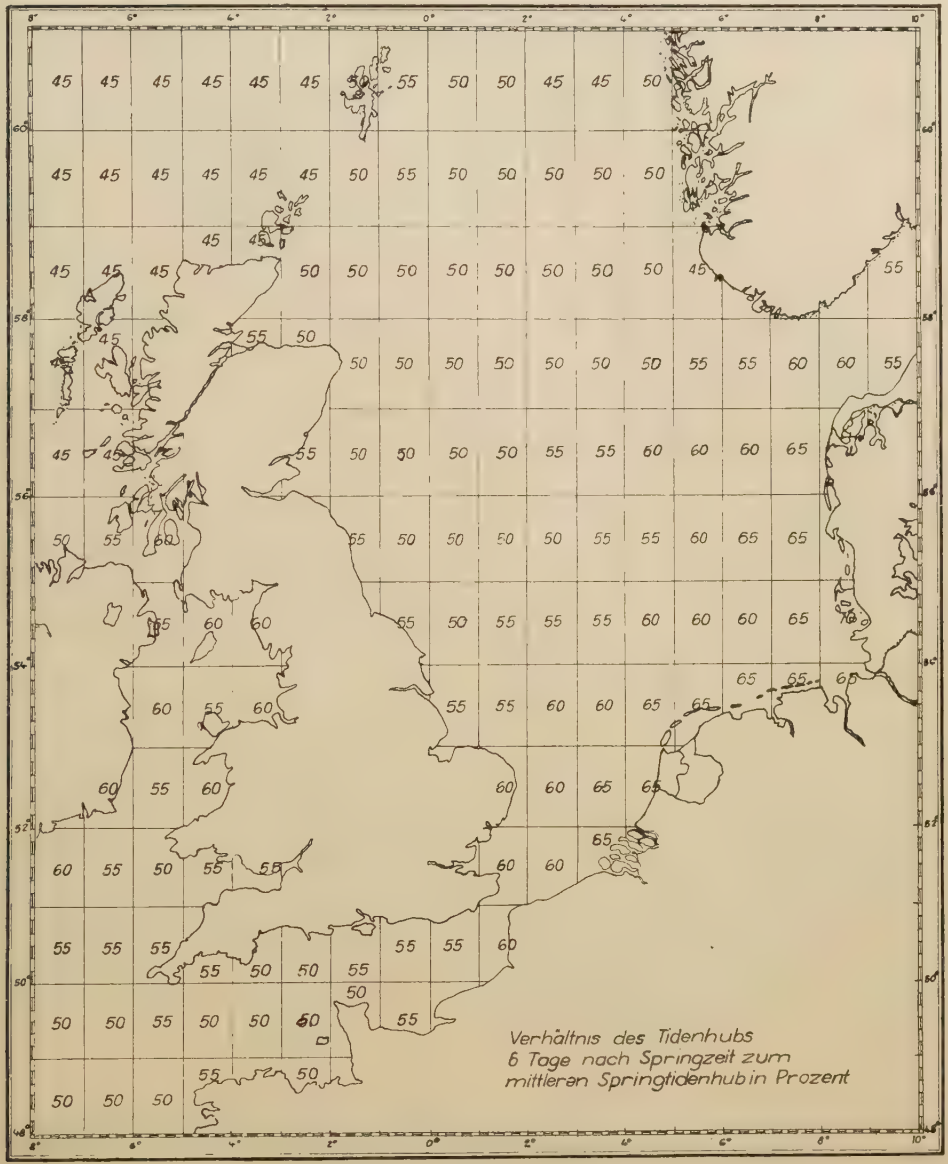


Abb. 2c. Verhältnis des Tidenhubs 6 Tage nach Springzeit zum mittleren Springtidenhub in Prozent

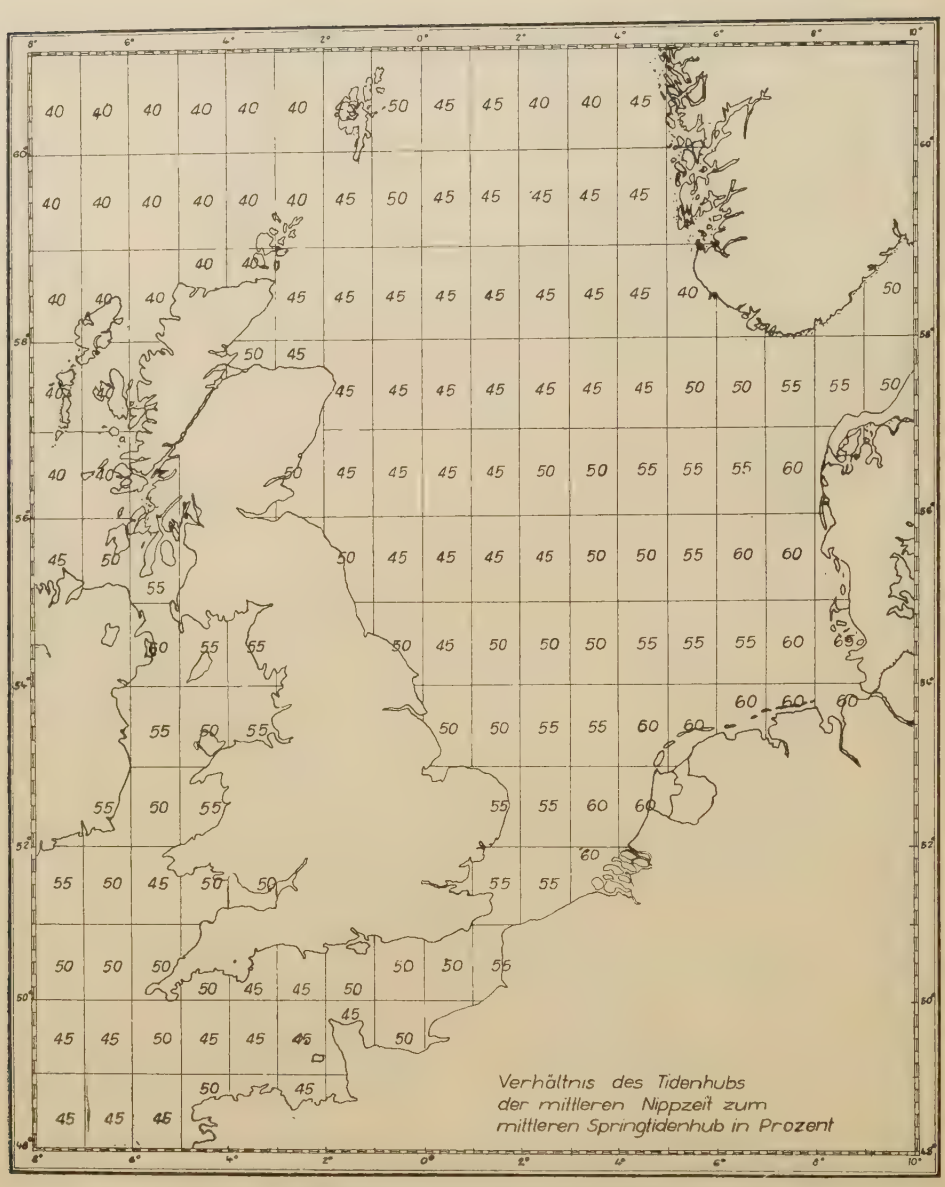


Abb. 2d. Verhältnis des Tidenhubs der mittleren Nippzeit zum mittleren Springtidenhub in Prozent

Linien gleicher Verhältniszahlen p. Bereits 1923 hat MERZ den Versuch der Konstruktion solcher Linien unternommen, jedoch war das ein Wagnis, das selbst heute bei der wesentlich vergrößerten Zahl der Beobachtungen noch mit gewissem Vorbehalt aufzunehmen wäre. Ein zweites Mal wurde das Problem 1938 von HANSEN aufgegriffen, der Linien gleicher Verhältniszahlen $M_2 : S_2$ zeichnete, sich aber auf den Verlauf in großen Zügen beschränkte, wie das dem Stand der Entwicklung entsprach. Ein genaues Bild solcher Linien würde in Küstennähe kompliziert und müßte im Seegebiet trotz einfacheren Verlaufes der Kurven namentlich in den Gebieten geringen Tidenhubs noch Unsicherheiten bergen, so lange uns nicht genauere Karten des Verlaufs der Linien gleicher Amplitude M_2 und S_2 zur Verfügung stehen.

Indessen kann den auf Einfachheit und Übersichtlichkeit ausgerichteten Belangen des Nautikers unter Benutzung dieser p-Werte durchaus entsprochen werden, wenn man sie jeweils für ein 1°-Feld zusammenfaßt und von fünf zu fünf Prozent gerundet angibt, wie das einer vernünftigen Genauigkeit entspricht. Das Bild einer solchen feldweisen Zuordnung mittlerer Verhältniszahlen von Nipp- und Springtidenhub zeigt die Karte Abb. 2d. Sie läßt den Anstieg der geringen p-Werte von 40—50% im freien, küstenfernen Seegebiet auf 55—65% in den von größeren Landmassen eingeengten Meeresstraßen und der inneren Deutschen Bucht erkennen. In Verbindung mit der Karte des mittleren Springtidenhubs in Abb. 1 gibt Abb 2d einen schnellen Überblick, wieviel Prozent der Nipp- vom Springtidenhub in den einzelnen Seegebieten ausmacht.

3. Der mittlere Tidenhub zu einem beliebigen Zeitpunkt

Nachdem man die Größe des Tidenhubs zur Nippzeit aus der kombinierten Verwendung der Karten Abb. 1 und 2d überblicken kann, bleibt noch die Frage nach seinem Wert in der Zeit zwischen Spring- und Nipptide, also für einen beliebigen Zeitpunkt zu beantworten. Dazu bedarf es der genauen Kenntnis des Zusammenwirkens der beiden Haupttiden M_2 und S_2 während des Ablaufs der Mondphasen. Da die entsprechenden Untersuchungen unlängst vom Verfasser in der Zeitschrift für Meteorologie (Heft 7/8, 1959) wiedergegeben worden sind, genügt hier ein kurzer Abriß.

Das Zusammenwirken der lunaren und solaren Haupttide wird im einfachsten Fall — Beginn der Zeitkoordinate bei Eintritt der Springtide — durch die Gleichung

$$y = M_2 \cos m\,t + S_2 \cos s\,t \qquad (3)$$

ausgedrückt, worin

y = Höhe der Gezeit zur Zeit t
M_2 = Amplitude der halbtägigen Haupt-Mondtide
S_2 = Amplitude der halbtägigenHaupt-Sonnentide
m = Winkelgeschwindigkeit von M_2 (28,984 104 2.. °/h)
s = Winkelgeschwindigkeit von S_2 (30 °/h)

bedeuten. Eine Abgrenzung des Schwankungsbereichs der Höhe y der Gezeit von der Spring- über die Mitt- zur Nippzeit gibt die Verbindungslinie der Extrema der kombinierten Kurve (3). Im Verein mit der Bedingung

$$\dot{y} = -m\,M_2 \sin m\,t - s\,S_2 \sin s\,t \tag{4}$$

ermittelt man die Höhe der Extrema y^* in Abhängigkeit von den Eintrittszeiten t^* zu

$$y^* = M_2 \sqrt{1 - \left(\frac{s}{m}\frac{S_2}{M_2}\right)^2 \sin^2 s\,t^*} + S_2 \cos s\,t^*\,, \tag{5}$$

worin $s/m = 1{,}03505..$ ist.

Bedenkt man nun, daß die Länge der Periode der Funktion (3) durch die Differenz der Winkelgeschwindigkeiten $s - m$ nach der Formel

$$T_{s,m} = \frac{360^\circ}{s - m} = 14^{\mathrm{d}}\,18^{\mathrm{h}}\,22^{\mathrm{m}}\,01^{\mathrm{s}} \tag{6}$$

zu einem halben synodischen Monat bestimmt ist, so läßt sich aus der punktweisen Zuordnung der Gleichung (5) die stetige Funktion

$$y = M_2\left[\sqrt{1 - \left(\frac{s}{m}\frac{S_2}{M_2}\right)^2 \sin^2 (s - m)\,t} + \frac{S_2}{M_2}\cos (s - m)\,t\right] \tag{7}$$

herleiten, die alle Extrema miteinander verbindet. Dem Scharparameter S_2/M_2 entsprechen nach der Gleichung

$$\frac{S_2}{M_2} = \frac{100 - p}{100 + p} \tag{1a}$$

bestimmte Werte von p und umgekehrt. Für 7 Werte von p ist die „Extremalfunktion" (7) in der Abb. 3 wiedergegeben, aus der man den Abfall der Amplituden von der Spring- über die Mitt- zur Nippzeit übersichtlich entnehmen kann.

Rein mathematisch betrachtet kann man für jede beliebige Verhältniszahl p die Ordinaten der Extremalkurve zwischen Spring- und Nippzeit exakt bestimmen, woraus aber kein Nutzen resultiert, da man einerseits nicht genügend genaue Lokalwerte von p hat und zum andern alle übrigen Tiden außer M_2 und S_2 hierbei nicht berücksichtigt sind, um die Entwicklung nicht mathematisch kompliziert zu machen. Interessant ist lediglich noch die Folgerung über den Tidenhub zur Zeit der Viertelperiode

$$1/4\,T_{s,m} = 3^{\mathrm{d}}\,16^{\mathrm{h}}\,36^{\mathrm{m}}\,, \tag{6a}$$

für die man mit $(s - m)\,t = 90^\circ$

$$y = M_2 \sqrt{1 - \left(\frac{s}{m}\frac{S_2}{M_2}\right)^2} \tag{8}$$

bekommt, woraus erhellt, daß die Amplitude zu diesem Zeitpunkt immer unter dem Wert vom M_2 liegt. Man kann stattdessen auch sagen, daß der vereinigte Tidenhub der halbtägigen lunaren und solaren Haupttiden zur Zeit der Viertel-

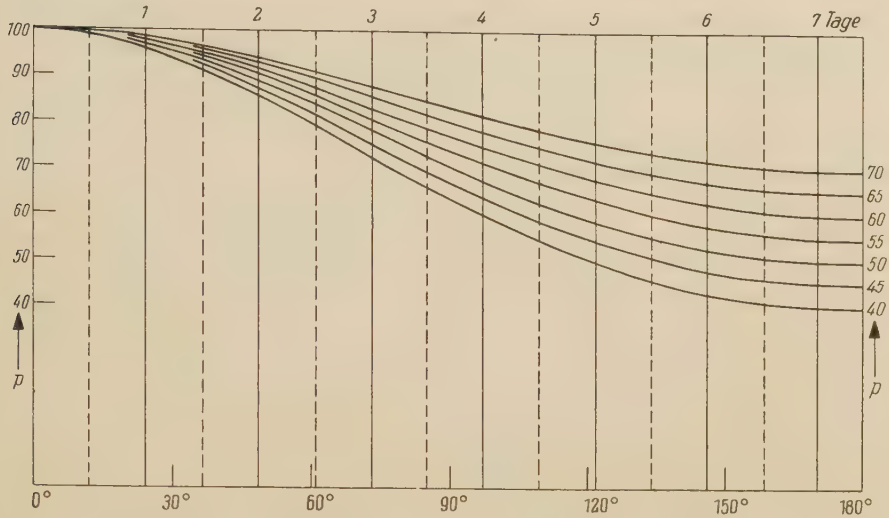


Abb. 3. Verlauf der Extremalkurve (7) für verschiedene Parameter p

periode stets unter dem arithmetischen Mittel der Tidenhübe zur Spring- und Nippzeit bleibt.

Um einen Überblick der Verteilung der wiederum für jeweils 1°-Fehler zusammengefaßten und von 5% zu 5% gerundeten Werte von p zwischen Spring- und Nippzeit zu erhalten, sind diese in Abständen von 2 Tagen in den Karten Abb. 2a bis d eingetragen. Zwischen diesen Werten kann man bereits einigermaßen einschalten, so daß eine Wiedergabe von Karten für jeden einzelnen Tag des Gezeitenintervalls nicht notwendig erscheint, zumal man die Schar der Extremalkurven zur näheren Bestimmung heranziehen kann.

4. Abweichungen von den mittleren Verhältnissen

Alle in den Karten verzeichneten Angaben treffen nur für mittlere Verhältnisse die Konstellation des Systems Erde-Mond-Sonne zu, d. h. bei mittlerer Entfernung Erde-Mond und mittleren Werten der Deklination von Mond und Sonne zwischen Null und ihrem größten Wert. Will man die Abweichungen infolge der Parallaxe und der Deklination berücksichtigen, so genügt für die erste Näherung die Hinzunahme von zwei weiteren Tiden, nämlich der größeren halbtägigen elliptischen Mondtide N_2 ($n = 28{,}439\,729\,6..°/\mathrm{h}$) und der halbtägigen Mond-Sonnen-Deklinationstide K_2 ($k = 30{,}082\,137\,2..°/\mathrm{h}$). Als gemeinsame Perioden treten uns damit entgegen

$$T_{m,n} = \frac{360°}{m - n} = 27^{\mathrm{d}}\,13^{\mathrm{h}}\,18^{\mathrm{m}}\,33^{\mathrm{s}} \qquad (6\mathrm{b})$$

und

$$T_{k,s} = \frac{360°}{k - s} = 182^{\mathrm{d}}\,14^{\mathrm{h}}\,54^{\mathrm{m}}\,23^{\mathrm{s}}\,, \qquad (6\mathrm{c})$$

also ein anomalistischer Monat und ein halbes tropisches Jahr. Die Ausdrücke für den mittleren Spring- bzw. Nipptidenhub erhalten dann die Form

$$\mathrm{SpTh} = 2\,(M_2 + S_2 + \Delta S_p),$$
$$\mathrm{NpTh} = 2\,(M_2 - S_2 + \Delta N_p),$$

wobei folgende Zuordnung gilt

	Mittlere Entfernung	Perigäum	Apogäum	Mittlere Deklination	Äqui-noktien	Solstitien
$\Delta S_p =$	0	$+ N_2$	$- N_2$	0	$+ K_2$	$- K_2$
$\Delta N_p =$	0	$+ N_2$	$- N_2$	0	$- K_2$	$+ K_2$

Als extreme Werte des Spring- und Nipptidenhubs ergeben sich somit

a) Maximaler Springtidenhub: $2\,(M_2 + S_2 + N_2 + K_2)$, Eintritt zur Zeit des Perigäums und der Äquinoktien;
b) Minimaler Springtidenhub: $2\,(M_2 + S_2 - N_2 - K_2)$, Eintritt zur Zeit des Apogäums und der Solstitien;
c) Maximaler Nipptidenhub: $2\,(M_2 - S_2 + N_2 + K_2)$, Eintritt zur Zeit des Perigäums und der Solstitien;
d) Minimaler Nipptidenhub: $2\,(M_2 - S_2 - N_2 - K_2)$, Eintritt zur Zeit des Apogäums und der Äquinoktien.

TABELLE 1
Extreme Abweichungen im Gezeitenverlauf bei 4 Tiden

	Amplitude cm				Mittlerer		Min.	Max.	Min.	Max.	NpTh/SpTh %		
	M_2	S_2	N_2	K_2	NpTh	SpTh	NpTh	NpTh	SpTh	SpTh	p	$p_{\min}$	$p_{\max}$
Bergen	44	16	8	4	56	120	32	80	96	144	46,7	25,0	71,4
Esbjerg	66	16	11	5	100	164	68	132	132	196	61,0	39,1	85,7
Cuxhaven	135	34	21	10	202	338	140	264	276	400	59,7	39,1	83,0
Hoek van Holland	75	19	12	5	112	188	78	146	154	222	59,5	39,4	82,0
Dünkirchen	207	62	34	18	290	538	186	394	434	642	53,8	32,4	78,5
Le Havre	261	88	48	25	346	698	200	492	552	844	49,5	26,7	75,9
St. Malo	375	149	71	36	452	1048	238	666	834	1262	43,1	21,3	68,2
Brest	204	74	41	21	260	556	136	384	432	680	46,7	22,7	74,7
Portsmouth	143	44	28	13	198	374	116	280	292	456	52,9	29,0	80,5
Dover	224	71	43	20	306	590	180	432	464	716	51,8	28,6	78,5
Whitby	165	52	35	14	226	434	128	324	336	532	52,0	27,7	79,8
Aberdeen	131	45	26	12	172	352	96	248	276	428	48,8	25,5	75,6
Lerwick	59	23	12	6	72	164	36	108	128	200	43,8	20,5	71,1
Oban	107	46	20	15	122	306	52	192	236	376	39,8	15,5	69,6
Liverpool	305	97	58	28	416	804	244	588	632	976	51,7	28,4	78,6
Cardiff	409	142	44	38	534	1102	370	698	938	1266	48,4	31,4	68,0

Für eine Anzahl von Häfen des betrachteten Seegebiets sind diese 4 Extremwerte in der Tabelle 1 zusammengestellt. Man kann daraus folgendes entnehmen: Fällt die Springzeit mit der Erdnähe des Mondes zusammen, so nehmen die Werte

des Tidenhubs um durchschnittlich 12—16% gegenüber den mittleren Beträgen zu. Tritt die Springzeit außerdem noch zur Zeit der Äquinoktien ein, so sind Zuschläge von 18—23% zu den Mittelwerten zu erwarten. Bei Erdferne des Mondes und um die Zeit der Solstitien sinken die Mittelwerte des Springtidenhubs um dieselben Spannen. Der Nipptidenhub nimmt bei Erdnähe um durchschnittlich 21—33% und bei gleichzeitigem Eintritt der Solstitien um 30—55% (!) gegenüber den Mittelwerten zu. Zur Zeit des Apogäums und um die Äquinoktien vermindert er sich um dieselben Beträge.

Von Bedeutung sind die Folgen dieser Schwankungen auf das Verhältnis des Nipp- zum Springtidenhub. Neben die lokale Verschiedenheit der p-Werte tritt überall eine zeitliche Variation erheblichen Ausmaßes, über das jetzt an Beispielen ein Überblick gegeben werden soll. Unter Berücksichtigung von nur 2 Tiden war p gegeben durch (1)

$$p = 100 \cdot \frac{M_2 - S_2}{M_2 + S_2}.$$

Dehnt man die Betrachtung auf 4 Tiden aus, so sind die Möglichkeiten verschiedener Kombinationen durch die folgenden Perioden festgelegt:

1. Wechsel von Spring- und Nippzeit:
   $\frac{1}{4}$ synodischer Monat $= 7^{d}\ 09^{h}\ 11^{m}\ 01^{s}$,
2. Wechsel von Perigäum und Apogäum:
   $\frac{1}{2}$ anomalistischer Monat $= 13^{d}\ 18^{h}\ 39^{m}\ 16^{s}$,
3. Wechsel von Äquinoktien und Solstitien:
   $\frac{1}{4}$ tropisches Jahr $= 91^{d}\ 07^{h}\ 27^{m}\ 12^{s}$.

Fällt beispielsweise die Springzeit mit dem Apogäum zusammen, so tritt die Nippzeit etwa um die Zeit der mittleren Entfernung des Mondes von der Erde ein und umgekehrt; entsprechendes gilt für die übrigen Phasen der Bewegung von Erde, Mond und Sonne. Mit den 6 Argumenten für ΔN_p bzw. ΔS_p ergeben sich 9 Kombinationen, in denen p jeweils als Funktion dieser Argumente auftritt. Dabei interessieren vor allem die Extremwerte von p, die wegen der für das behandelte Seegebiet überall geltenden Beziehung

$$M_2 > S_2 > N_2 > K_2$$

bestimmt sind aus den Quotienten

$$p_{\min} = 100 \cdot \frac{M_2 - S_2 - N_2 - K_2}{M_2 + S_2 + K_2} \tag{9}$$

und

$$p_{\max} = 100 \cdot \frac{M_2 - S_2 + N_2 + K_2}{M_2 + S_2 - K_2}. \tag{10}$$

Diese Formeln besagen, daß der Minimalwert des Verhältnisses von Nipp- und Springtidenhub zur Zeit der Äquinoktien eintritt, falls die Nipptide mit dem Apogäum und die Springtide mit dem mittleren Abstand Erde-Mond zusammenfällt. Das Maximum von p tritt während der Solstitien auf, falls die Nipptide mit dem Perigäum und die Springtide mit der mittleren Mondparallaxe zusam-

mentrifft. Eine Vorstellung von den so möglichen Abweichungen gibt die Tabelle 1 für eine Auswahl von Häfen. Man erkennt daraus, daß p bis auf etwa 15 absinken und bis auf 85 anwachsen kann. Im ersten Fall ist also der Nipptidenhub nur noch ein Bruchteil des Springtidenhubs, im zweiten Fall kommt er ihm dagegen ziemlich nahe. Als Beispiel für den extrem verschiedenen Verlauf der Ge-

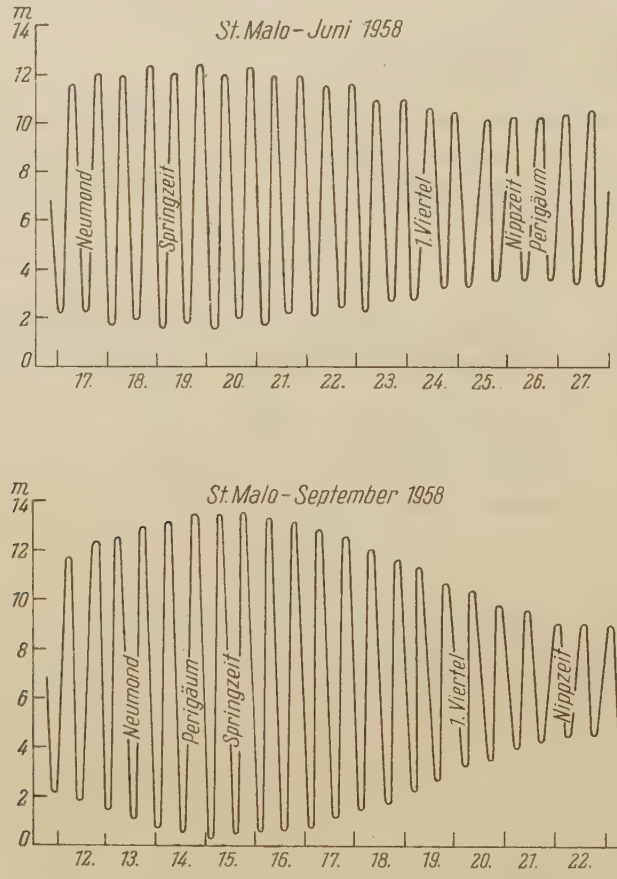


Abb. 4. Gezeitenverlauf in St. Malo während der Sommersolstitien und der Herbstäquinoktien 1958

zeitenkurve während der Solstitien und der Äquinoktien dient St. Malo — hier herrschen die höchsten Tidenhübe des europäischen Festlands —, für das in der Abb. 4 die charakteristischen Merkmale eingetragen sind. Dabei entspricht der Verlauf der oberen Kurve der Bedingung für p_{max}, wogegen die untere Kurve nicht dem möglichen p_{min} gleichkommt, weil der Zeitpunkt der Spring- und Nipptide nicht optimal günstig ist.

Schließlich ist noch zu erwähnen, daß die Werte für die Amplituden der Teiltiden nicht konstant sind, sondern zeitlichen Änderungen infolge der Drehung

der Mondbahnebene gegenüber der Ekliptik unterworfen sind, deren Periode 18,61 Jahre beträgt. Über die Auswirkung dieser langsamen Schwankungen hat der Verfasser kürzlich in dem Beitrag „Die geophysikalischen Grundlagen der maschinellen Vorhersage der Gezeiten" an anderer Stelle berichtet. Dort war angeführt worden, daß die Partialtiden mit einem variablen Faktor f — dem sog. Knotenfaktor — multipliziert in die Rechnung eingehen. Für die Tiden M_2 und N_2 ist $f_{max} = 1{,}038$ und $f_{min} = 0{,}963$, für K_2 hat man $f_{max} = 1{,}317$ und $f_{min} = 0{,}748$, während die reine Sonnentide S_2 unverändert bleibt, also für sie $f = 1$ ist. Bei mittlerer Neigung der Mondbahn gegen die Ekliptik — sie herrschte z. B. 1955 und tritt das nächste Mal 1964 ein — wird für alle vier Tiden $f = 1$. Bei größter Neigung von 28,60°, wie sie 1950 auftrat, erreichen die Amplituden von M_2 und N_2 ihr Minimum, diejenige von K_2 dagegen ihr Maximum. Mit der geringsten Inklination von 18,31°, die 1959 zu beobachten war, werden M_2 und N_2 maximal und K_2 minimal.

TABELLE 2

Mehrjährige Schwankungen der Amplituden und der extremen p-Werte für St. Malo

Jahr	Neigung Mondbahnebene/Ekliptik	Länge des aufsteigenden Mondknotens	Amplituden cm				Verhältnis	
			M_2	S_2	N_2	K_2	p_{min}	p_{max}
1950	I = 28,60° (Max.)	$N = 0°$	361	149	68	47	17,4	70,7
1955	23,98° (Mittel)	270°	375	149	71	36	21,3	68,2
1959	18,31° (Min.)	180°	389	149	74	27	24,6	66,7
1964	23,98° (Mittel)	90°	375	149	71	36	21,3	68,2

Bei der Quotientenbildung für p treten auf diese Weise nochmals Abweichungen auf, die wenige Hundertteile ausmachen können. Für den Ort St. Malo sind die Schwankungen der Amplituden und extremen p-Werte in der Tabelle 2 angegeben. Man sieht daraus, daß die Streuung der p-Werte nach oben und unten am größten wird, wenn die Neigung der Mondbahnebene gegen die Ekliptik ihr Maximum erreicht. Desgleichen fallen die Werte von p_{min} und p_{max} am wenigsten extrem aus, wenn die Inklination beider Ebenen am geringsten ist. Gleichwohl verbleibt auch in diesem Fall noch eine breite Spanne, innerhalb deren sich die Werte von p bewegen, wie das dem sehr wechselhaften Ablauf der Gezeiten entspricht.

Literatur

[1] British Admiralty, Cotidal time and range lines for the North Sea. Hydrographic Department Chart 301, London 1924.

[2] British Admiralty, Tidal chart of the British Islands and adjacent waters. Hydrographic Department Chart 301, London 1931.

[3] Defant, A., Grundlagen einer Theorie der Nordseegezeiten. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1923.

[4] Defant, A., Die Gezeiten der Nordsee, Beobachtung und Theorie. — Ebenda, Berlin 1923.

[5] Defant, A., Flutwellen und Gezeiten des Wassers (im Handbuch der Physik, Band 48, Geophysik II). Springer-Verlag 1957.

[6] DOODSON, A. T. und CORKAN, R. H., The principal constituent of the tides in the English and Irish Channels. Philosophical Transactions of the Royal Society, Series A, London 1931.

[7] DOODSON, A. T. und CORKAN, R. H., New tidal charts for British waters. Geographical Journal, London 1932.

[8] DOODSON, A. T. und WARBURG, H. D., Admiralty Manual of Tides. London 1941.

[9] FICHOT, E., Sur la relation entre la vitesse maximale du courant et l'amplitude de la marée. Comptes Rendus, Paris 1927.

[10] HANSEN, W., Amplitudenverhältnis und Phasenunterschied der harmonischen Konstanten in der Nordsee. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1938.

[11] HANSEN, W., Ermittlung der Gezeiten in beliebig geformten Meeresgebieten unter Benutzung der Randwerte. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1943.

[12] HANSEN, W., Gezeiten und Gezeitenströme der halbtägigen Hauptmondtide M_2 in der Nordsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Ergänzungsheft 1, Hamburg 1952.

[13] HANSEN, W., Theorie zur Errechnung des Wasserstandes und der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. Tellus, Vol. 8. Stockholm 1956.

[14] HANSEN, W., Einige Bemerkungen zur Ermittlung der Gezeiten auf großen Tiefen und in Flachwassergebieten. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, Bd. 7, Wien 1957.

[15] HORN, W., Gezeiten des Meeres (in Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939 —46, Band 18). Wiesbaden 1948.

[16] MERZ, A., Gezeitenforschungen in der Nordsee. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1921.

[17] MERZ, A., Forschungen über die Gezeiten der Nordsee. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde, Berlin 1923.

[18] MERZ, A., Die Gezeiten der Nordsee (im Nordseehandbuch, südlicher Teil). Berlin 1923.

[19] MÖLLER, L., Das Tidegebiet der Deutschen Bucht (Die Vertikalkomponente der Gezeiten). Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde Berlin, Neue Folge, A 23, Berlin 1933.

[20] Oberkommando der Kriegsmarine, Karten der harmonischen Gezeitenkonstanten 0—20 für das Gebiet der Deutschen Bucht. Ausgabe A. Bearbeitet vom Marineobservatorium Wilhelmshaven, Berlin 1939.

[21] Oberkommando der Kriegsmarine, Karten der harmonischen Gezeitenkonstanten für das Gebiet der Nordsee. Ausgabe B. Bearbeitet vom Marineobservatorium Wilhelmshaven, Berlin 1939.

[22] PROUDMAN, J., The principal constituent of the tides in British waters. Report of the Conference of Empire Survey Officers, London 1931.

[23] PROUDMAN, J. und DOODSON, A. T., The principal constituent of the tides of the North Sea. Philosophical Transactions of the Royal Society, Series A, London 1924.

[24] SAGER, G., Eine kritische Betrachtung zur Einteilung des Ablaufs der halbtägigen Meeresgezeiten in Spring, Nipp- und Mittzeit. Zeitschrift für Meteorologie, Berlin 1959.

[25] SAGER, G. Die geophysikalischen Grundlagen der maschinellen Vorhersage der Gezeiten. Wiss. Ztschr. der Karl Marx Universität Leipzig. 9. Jahrg. 1959/60. Mathem.-Naturwiss. Reihe, Heft 2.

[26] SCHUMACHER, A., Darstellung des Gezeitenvorganges in der Nordsee durch Isohypsenkarten der Meeresoberfläche. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1924.

[27] SCHUMACHER, A. und THORADE, H., Die Gezeiten der Sylter Gewässer nach den Beobachtungen im August 1921. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, Bd. 41, Nr. 2, Hamburg 1923.

[28] Sterneck, R. v., Zu den halbtägigen Gezeiten der Nordsee. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1925.
[29] Taylor, G. I., Tidal oscillations in gulfs and rectangulat basins. Proceedings of the London Mathematical Society, Series 2, London 1922.
[30] Thorade, H., Gezeitenarbeiten des Tidal Institute in Liverpool. Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1924.
[31] Thorade, H., Die Gezeiten (im Handbuch für Küstenvermessungen). Berlin 1927.
[32] Thorade, H., Gezeitenuntersuchungen in der Deutschen Bucht der Nordsee nach Beobachtungen an Bord des Vermessungsschiffs „Panther" im Juni 1924. Aus dem Archiv der Deutschen, Seewarte Bd. 46, Nr. 3, Hamburg 1928.
[33] Thorade, H., Ebbe und Flut in der Nordsee, ein geschichtlicher Rückblick. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft 209, Gotha 1930.
[34] Walther, F., Die Gezeiten und Meeresströmungen im Norderneyer Seegat. Die Bautechnik, Berlin 1934.

Farbmessungen nach dem Spektralverfahren mit dem Pulfrich-Photometer

Von Gerhard Wolf

Zusammenfassung: Das Zeiss'sche Pulfrich-Photometer ist in besonderem Maße für optische Serienuntersuchungen an Bord geeignet. Auf der Grundlage der Messung des physikalischen Extinktionskoeffizienten wird auf die Bestimmung der Wasserfarbe nach dem Spektralverfahren und auf die valenzmetrische Auswertung mittels sog. Auswahlordinaten eingegangen. Die bisherigen Ergebnisse zeigen, daß im Gebiet der Arkonasee nur geringe Farbunterschiede vorkommen, während die Farbsättigung größeren Schwankungen unterliegt. Als Beispiel wurde die März-Terminfahrt 1960 gewählt.

Die Notwendigkeit, das farbige Aussehen unserer Umwelt zahlenmäßig zu erfassen, ist in den letzten Jahren immer dringlicher geworden. Für den täglichen Gebrauch sind zwar die üblichen Farbbezeichnungen hinreichend, jedoch gibt es eine große Anzahl von Gebieten in Wissenschaft und Technik, bei denen auf eine zahlenmäßige Differenzierung der vorkommenden Farben nicht mehr verzichtet werden kann. Das trifft in besonderem Maße auch für die Farbe des Meerwassers zu, die für einen Beobachter örtlich und zeitlich starken Schwankungen unterliegt. Vermeidet man durch geeignete Maßnahmen den Einfluß der Reflexe von Wolken und Himmel, so empfindet man erst dann die Wirkungen der spektralen Energieverteilung des sog. Unterlichtes als die Farbe des Meerwassers.

Der erste, der auf seinen Seefahrten ein exaktes Verfahren der Einordnung der Farben anstrebte, war Alexander von Humboldt. Aber noch bis zur Mitte des 18. Jahrhunderts vertrat man die Ansicht, daß reines Wasser farblos sei und in der Natur seine Farbe den Reflexen des Himmels verdanke. Obwohl Arago bereits ausdrücklich von einer Eigenfarbe des Wassers spricht, kommt erst R. Bunsen [1] mit seiner Erklärung der Wasserfarbe der Problemstellung nahe, indem er als Ursache die selektive Absorption des Lichtes angibt; C. Soret und G. C. Wittstein und W. Spring [2] stellen hingegen die selektive Streuung bzw. den Einfluß gelöster Stoffe in den Vordergrund ihrer Theorien. K. Kalle [3] hat das Wesentliche dieser Theorien dargestellt und außerdem gezeigt, daß vor allem gelöste Humusstoffe [4], die eine intensive Gelbfärbung aufweisen, eine Farbverschiebung vom Blau zum Grün hervorrufen. Die Skala der Farben des Wassers reicht vom tiefen Blau der klaren tropischen Meere über das Grün gelb-

stoffreicher Seegebiete bis zu den Mißfärbungen der trüben Küstengewässer, die bei dichten Planktonbesiedlungen bräunliche Färbungen annehmen können.

Es ist verständlich, daß erst mit der Anwendung instrumenteller Hilfsmittel die Farbangaben von subjektiven Einflüssen befreit und für die Ozeanologie von Bedeutung werden konnten. Unter Beschränkung auf die Farberscheinungen, die dem Wasser selbst eigen sind, verwendet man im allgemeinen zwei Untersuchungsverfahren:

Bei der Verwendung einer Sichtscheibe als Hintergrund, womit man die Tatsache berücksichtigt, daß das Auge eine Änderung der Lichtverhältnisse nur im begrenzten Umfange wahrnimmt und Farben nur relativ zu sehen vermag, vergleicht man die Wasserfarbe beispielsweise mit einer FOREL-Skala [5]. Diese Methode ist nicht exakt. Besser ist es daher, die Farbe mit Hilfe eines innen geschwärzten Rohres zu bestimmen, das man in das Wasser eintaucht. KALLE [3] hat dieses Verfahren und die Genauigkeit der Farbmessungen durch die Anwendung eines Farbmeßrohres verbessert, das es ermöglicht, mittels dreier bekannter Eichlichter eine entsprechende Vergleichsfarbe zu „mischen".

Das Auge bewertet bekanntlich Farbreize, d. h. Strahlungen, die durch unmittelbare Reizung der Netzhaut Farbempfindungen hervorrufen, nach drei verschiedenen Empfindlichkeitsfunktionen.

Die sich ergebenden Wirkungen setzen sich in der Empfindung zu einer einheitlichen Wirkung zusammen, die man als Farbvalenz bezeichnet. Man benötigt somit für die Zahlenmäßige Festlegung einer Farbvalenz drei Maßzahlen oder Farbwerte. Zur Bestimmung dieser drei Größen verwendet man u. a. nach DIN 5033 [6] das Spektralverfahren, auf das im Folgenden näher eingegangen werden soll.

Jede Farbvalenz läßt sich durch additive Mischung von drei geeigneten Bezugsvalenzen, wenn die zu mischenden Farbreize gleichzeitig oder im schnellen Wechsel auf dieselbe Stelle der Netzhaut treffen, nachahmen. Man findet für alle Farbvalenzen eine umkehrbar eindeutige Beziehung, wobei für die Primärvalenzen nur die Forderung besteht, daß sich keine von ihnen durch additive Mischung aus den beiden anderen herstellen lassen darf. Bezeichnen $\mathfrak{U}$, $\mathfrak{V}$, $\mathfrak{W}$ solche Primärvalenzen, so ergibt sich eine Farbgleichung der Form

$$\mathfrak{F} = U\,\mathfrak{U} + V\,\mathfrak{V} + W\,\mathfrak{W}, \qquad (1)$$

worin U, V, W die Farbwerte und $\mathfrak{F}$ das Symbol für die Farbvalenz bezeichnet. Das gilt auch für die spektralen Farbwerte. 1931 wurden von der Internationalen Beleuchtungskommission als Primärvalenzen die monochromatischen Strahlungen der Wellenlängen 435,8 nm 546,1 nm und 700,0 nm festgelegt, die für den praktischen Gebrauch den Nachteil ergeben, daß die gefundenen spektralen Farbwerte teilweise negativ sind. Durch eine geeignete Transformation erhält man die Primärvalenzen $\mathfrak{X}$, $\mathfrak{Y}$, $\mathfrak{Z}$ die keine reellen Farben, sondern Rechengrößen darstellen.

Die damit gefundenen Farbwerte der monochromatischen Strahlung bezeichnet man als Normspektralwerte $\bar{x}_\lambda$, $\bar{y}_\lambda$ $\bar{z}_\lambda$, die sich auf den sog. Normalbeobachter

und ein isoenergetisches Spektrum beziehen, also auf eine Strahlung, deren relative spektrale Strahldichteverteilung S_λ über den gesamten Spektralbereich von gleicher Größe ist. Trägt man diese Werte als Funktion der Wellenlänge auf, so erhält man die bekannten Normspektralwertkurven (Abb. 1).

Bei den Farbmessungen macht man nun von der Tatsache Gebrauch, daß jede polychromatische Farbvalenz als Summe spektraler Farbvalenzen aufgefaßt

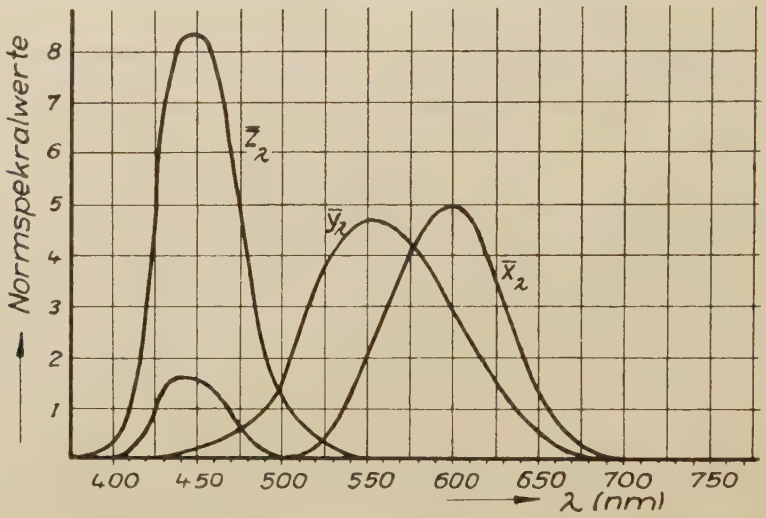


Abb. 1. Normspektralwert-Kurven für das energiegleiche Spektrum

werden kann und somit auch jeder ihrer Farbwerte als Summe der entsprechenden spektralen Farbwerte. Es bestehen die folgenden Zusammenhänge:

$$X = \frac{1}{k}\int_0^\infty \varphi_\lambda \bar{x}_\lambda \, d_\lambda , \qquad Y = \frac{1}{k}\int_0^\infty \varphi_\lambda \bar{y}_\lambda \, d_\lambda , \qquad Z = \frac{1}{k}\int_0^\infty \varphi_\lambda \bar{z}_\lambda \, d_\lambda . \qquad (2)$$

Man hat also die Normspektralwerte $\bar{x}_\lambda$, $\bar{y}_\lambda$, $\bar{z}_\lambda$ mit der Farbreizfunktion φ_λ, d. h. der Strahldichte des ins Auge gelangten Lichtes zu multiplizieren und über alle vorkommenden Wellenlängen zu integrieren. Bei Selbstleuchtern wird beispielsweise φ_λ gleich der spektralen Strahldichte S_λ, und in dem vorliegenden Fall tritt an die Stelle von φ_λ die mit dem Pulfrich-Photometer gemessene spektrale Verteilung des Reintransmissionsgrades δ.

Das Pulfrich-Photometer hat sich für meereskundlich-chemische Zwecke besonders im Einsatz an Bord der Forschungsschiffe bewährt. G. DIETRICH und K. KALLE [7] fassen die Vorteile dieser Meßmethode folgendermaßen zusammen:

a) Der Meßvorgang geht praktisch monochromatisch vor sich. Die Meßgenauigkeit wird durch die Möglichkeit, den Arbeitspunkt in das Maximum der Absorptionskurve legen zu können, beträchtlich erhöht.

b) Man vergleicht nicht mehr Farbtöne miteinander, sondern Helligkeiten einer monochromatischen Farbe, welche das menschliche Auge erheblich genauer fassen kann.
c) Die Einführung der quadratischen Blende ermöglicht ihrerseits eine bessere Anpassung an das Empfindungsvermögen des menschlichen Auges.
d) Da das Photometer und die zugehörige Beleuchtungseinrichtung getrennt sind, können Kolorimeterröhren beliebiger Länge benutzt werden.
e) Die Ablesung der Blendeneinstellung ergibt anstatt relativer Vergleichswerte rechnerisch auswertbare Extinktionswerte. Damit entfällt die ständige Benutzung von Vergleichslösungen.
f) Die Anbringung vorschaltbarer Vorsatzlinsen in den Strahlengang des Photometers ermöglicht die Benutzung von Mikroröhren mit einem minimalen Verbrauch von Untersuchungslösung.
g) Die zusätzliche Benutzung von Quecksilberdampflampen ermöglicht Messungen im streng monochromatischen Licht im gelben, grünen und violetten Gebiet des sichtbaren Spektrums.
h) Durch die Benutzung von Zusatzgeräten sind Streulichtmessungen an getrübten Lösungen sowie Fluoreszensmessungen möglich.

Die mit diesem Gerät gemessenen Extinktionskoeffizienten k sind ein Maß für die Gesamtschwächung des Lichtstromes Φ, der nach dem Durchlaufen der Schichtdicke d von seinem Anfangswert Φ_i auf seinen Endwert Φ_e abgenommen hat, gemäß dem LAMBERTschen Gesetz

$$\Phi_e = \Phi_i \cdot 10^{-k\,d}. \tag{3}$$

Im allgemeinen wird k auf die Schichtdicke $d = 1$ m bezogen. Für δ gilt die Beziehung

$$\delta\% = 100\,\frac{\Phi_e}{\Phi_i}\,. \tag{4}$$

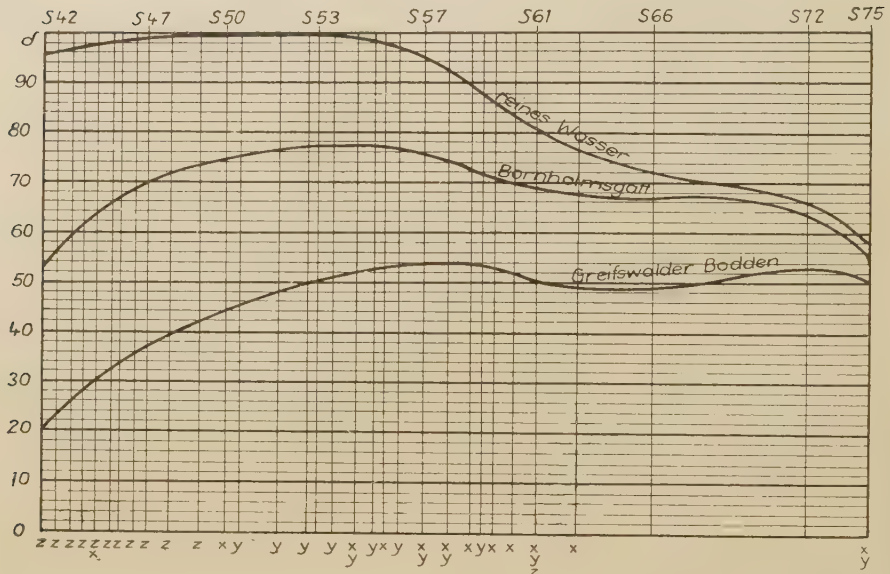
Um die valenzmetrische Auswertung bezüglich der Gleichungen (2) zu vereinfachen, wurde ein Formular entworfen (Abb. 2), in dem als Ordinate der Reintransmissionsgrad δ als Funktion der Wellenlänge aufgetragen ist und in dem die Schwerpunkte der verwendeten Filter mit S 42··· S 75 vermerkt sind. Weiterhin wurden für die Normspektralwertkurven $\bar{x}_\lambda, \bar{y}_\lambda, \bar{z}_\lambda$, je 12 Auswahlordinaten berechnet, so daß diese Kurven in eine entsprechende Anzahl flächengleicher Teile zerlegt werden. Die Abszissen dieser Teilpunkte sind in Tab. 1 angegeben und in dem Formular mit x, y, z berechnet. Da die Linien für verschiedene Auswahlordinaten entweder untereinander oder mit den Schwerpunktlinien der S-Filter zusammenfallen, so bleibt das Formular noch übersichtlich.

Man hat somit nur noch die mit dem Photometer gemessenen Werte einzutragen, die Kurve auszuziehen und an den Auswahlordinaten die entsprechenden δ-Werte für $\bar{x}_\lambda, \bar{y}_\lambda, \bar{z}_\lambda$ abzulesen. Die Summe dieser abgelesenen Werte, bzw. deren prozentuales Verhältnis ergibt dann bereits die gesuchten Farbwerte und damit den Farbort im sog. Farbdreieck.

Formular für Farbmessungen

Zu Blatt: ..... Datum: .....

Bearb.: ..... Station: .....



$x = \frac{a}{a+b+c} =$ %

$y = \frac{b}{a+b+c} =$ %

$z = \frac{c}{a+b+c} =$ %

Farbe: mμ

Sättigung: %

Filter	σ %	Auswahlordin	$\bar{\sigma}$ x a)	$\bar{\sigma}$ y b)	$\bar{\sigma}$ z c)
		1			
S42		2			
S47		3			
S50		4			
S53		5			
S57		6			
S61		7			
S66		8			
S72		9			
S75		10			
		11			
		12			

Summe a,b,c: .....

Summe a+b+c: .....

Abb. 2. Formular für Farbmessungen

TABELLE 1

Auswahlordinaten für die Normspektralwertkurven

Auswahl-ordin.	Abszissenwerte nm			Auswahl-ordin.	Abszissenwerte nm		
	$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\bar{z}$		$\bar{x}$	$\bar{y}$	$\bar{z}$
1	444	502	422	7	594	566	454
2	495	517	428	8	603	575	4460
3	550	529	434	9	611	585	466
4	560	539	439	10	622	599	474
5	576	547	445	11	636	618	486
6	586	556	450	12	750	750	620

Die Ergebnisse verschiedener Untersuchungen über die Extinktion des Lichtes im reinen Wasser bzw. reinen Meerwasser haben gezeigt, daß praktisch zwischen beiden kein Unterschied besteht. Dagegen kann die Extinktion im natürlichen Meerwasser erhebliche Abweichungen aufweisen. Um das zu veranschaulichen, sind die Messungen von zwei Stationen in das Formular (Abb. 2) eingetragen worden, die beide von dem Forschungsschiff „J. L. Krüger" während der Terminfahrt im November 1959 bereist wurden. Die Unterschiede, die zwischen der Station im Greifswalder Bodden und im Bornholmsgatt gegenüber reinem Meerwasser vorhanden sind, muß man neben der Streuung und Absorption an suspendierten Teilchen den im Meerwasser gelösten und selektiv absorbierenden Gelbstoffen zuschreiben. In bezug auf die Farbe der untersuchten Proben errechnet man für das Bornholmsgatt und den Greifswalder Bodden 520 nm bzw. 560 nm, während dem reinen Wasser eine Wellenlänge von 475 nm zukommt. Auch bei früheren Terminfahrten entsprechen die festgestellten Farbunterschiede im Bereich der Arkonasee den angegebenen Werten.

Die Farbsättigung, die durch das Verhältnis der Abstände von Farbort und Weißpunkt, sowie spektraler Farbvalenz und Weißpunkt im Farbdreieck ermittelt wird, ergibt ähnliche Unterschiede. Im allgemeinen schwanken diese Werte zwischen 5% und 35%. Bei der Terminfahrt im März 1960 handelt es sich z. B. um eine Ausstromlage mit Wind aus E bis SE Stärke 3. Dieser Ausstrom läßt sich an Hand der Strömungsmessungen vor der polnischen Küste und vor der Küste Rügens bis zur Darßer Schwelle nachweisen, wobei östlich der Insel Rügen die gesamte Schicht an der Bewegung beteiligt ist. Die erwähnten Bewegungsvorgänge sind für die küstennahe Zone der Insel Rügen in gewisser Hinsicht charakteristisch, wie aus dem vom Verfasser 1956 im Libben durchgeführten Untersuchungen [8] hervorgeht. Im Bornholmsgatt setzt der Strom in allen Tiefen nach NE. Die Linien gleicher Farbsättigung zeigen ein Maximum im Seegebiet vor Darßer Ort. Eine Schaar dieser Isolinien zieht sich wie ein breites Band um Rügen und verläuft in Höhe des Greifswalder Boddens entlang der polnische Küste. Vor der Odermündung befindet sich ein Gebiet sehr niedriger Sättigungswerte.

Vergleicht man die mit dem Blaufilter S 42 gemessenen und in gleicher Form dargestellten Extinktionskoeffizienten mit den Werten der Terminfahrt vom März

1960, so ergibt sich aus der weitgehenden Übereinstimmung, daß die Farbsättigung stark durch die selektive Absorption der Gelbstoffe beeinfluß wird.

Da die Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede zwischen allen Stationen, die östlich der geogr. Länge von Hiddensee an der Oberfläche festgestellt wurden, z. B. nur $0{,}6^0/_{00}$ und $0{,}8^\circ$ betrugen, so zeigt es sich auch hier, daß die optischen Untersuchungen das übrige Meßprogramm vorteilhaft ergänzen.

Literatur

[1] BUNSEN, R., Jahresbericht Fortschr. i. d. Chemie 1847/48.
[2] SPRING, W., Naturw. Rundschau **XIII** (1888) 225—26.
[3] KALLE, K., Ann. d. Hydr. LXVI (1938).
[4] KALLE, K., Dtsch. Hydr. Z. **2** (1949) H. 4.
[5] KRÜMMEL, O., Handbuch der Ozeanographie, Bd. 1. Stuttgart 1907.
[6] Normausschuß, Farbmessung. DIN 5033, Bl. 1—8.
[7] DIETRICH, G. und KALLE, K., Allgemeine Meereskunde. Berlin-Niklassee 1957: Gebr. Bornträger.
[8] WOLF, G., Die hydrologischen Verhältnisse östlich und westlich der Halbinsel Bug. Warnemünde 1957 (unveröff.).

Drei neue Strömungsmeßgeräte des Instituts für Meereskunde

Von Roland Helm

Zusammenfassung: Drei neue Geräte zur Messung von Meeresströmungen werden beschrieben.

Der selbstregistrierende Strömungsmesser nach WTBG, mit rein mechanischem Registrierwerk, ist für Dauermessungen von 4 Stunden, bei maximaler Strömungsgeschwindigkeit von 200 cm/sec, bis zu einer Tiefe von 600 m geeignet. Die Ansprechempfindlichkeit des Schraubenflügels liegt bei 4 cm/sec. Die Strömungsrichtung wird mit einer Genauigkeit von $\pm$ 10° und der Mittelwert der Strömungsgeschwindigkeit mit $\pm$ 1,5 cm/sec registriert.

Im Serienströmungsmesser nach WTBG wurde das Prinzip des selbstregistrierenden Strömungsmessers erweitert. Er dient zur Einrichtung von Bojenstationen bis zu 100 m Wassertiefe bei einer maximalen Auslegezeit von 14 Tagen. Durch Teilung des Gerätemechanismus kann die Trosse durch das Gerät geführt werden und die Aufhängung im Schwerpunkt erfolgen.

Der fernregistrierende Strömungsmesser nach WTBG — für den Meßbereich von 2 cm/sec bis 100 cm/sec — ist unifilar bis zu 300 m und bifilar bis zu 40 m Wassertiefe einsetzbar. Das Meßprinzip ist ein optisch-elektrisches zur leistungslosen Abnahme der Meßimpulse von der Meßsonde. Die maximale ununterbrochene Registrierdauer beträgt 25 Stunden. Die Meßwerte der Strömungsgeschwindigkeit werden mit einer Genauigkeit von $\pm$ 0,5 cm/sec, die der Strömungsrichtung mit einer solchen von $\pm$ 5° registriert.

Noch immer sind in der Meereskunde einige Meßgeräte verbreitet im Gebrauch, die den Anforderungen an Güte und Art der Meßwerte nicht mehr voll genügen.

Im Institut für Meereskunde der Deutschen Akademie der Wissenschaften — Warnemünde setzt sich ein kleiner Kreis an Mitarbeitern, veranlaßt durch die Initiative seines Direktors, Herrn Prof. Dr. Bruns, seit langem mit der Verbesserung der Methodik der Messung von Meeresströmungen auseinander. Unmittelbare Veranlassung dazu gaben die mannigfachen Schwierigkeiten und Nachteile, die sich bei den Arbeiten mit dem Ekman-Merz-Strömungsmesser herausstellten, der nach wie vor in einer Anzahl an Institutionen, so auch im Institut für Meereskunde in Warnemünde, als Standardgerät dient. Wenn er sich auch durch seine einfache Handhabung und robuste Bauweise für den Bordbetrieb gut zu eignen scheint, so fallen doch einige Nachteile stark ins Gewicht. Selbstverständlich bedeutet das Ausschalten der Nachteile eine Komplizierung des Gerätes und

Abb. 1. Der selbstregistrierende Strömungsmesser

damit ein Anwachsen der Störanfälligkeit allgemein, besonders aber bezüglich der Verhältnisse an Bord.

Um ein für alle Zwecke verwendbares Gerät zu konstruieren, sollte man von dem Grundgedanken ausgehen, daß Güte der Meßwerte und genügende Robustheit des Gerätes einander nicht ausschließen dürfen. Vereinbar damit sollte auch ein möglichst schnelles und kontinuierliches Gewinnen der Meßwerte sein.

Im Wissenschaftlich-Technischen Büro für Gerätebau — Berlin (WTBG) wurde ein *selbstregistrierender Strömungsmesser* konstruiert (Abb. 1). Das Gerät ist bis zu Tiefen von 600 m auslegbar und registriert mittlere Geschwindigkeiten der Strömung über 2,5 Minuten. Im gleichen Intervall werden die Werte der Strömungsrichtung aufgezeichnet. Die Registrierung erfolgt auf einem 2 m langen und 25 mm breiten Wachspapierstreifen. Bei einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit von 200 cm/sec arbeitet das Gerät maximal 4 Stunden.

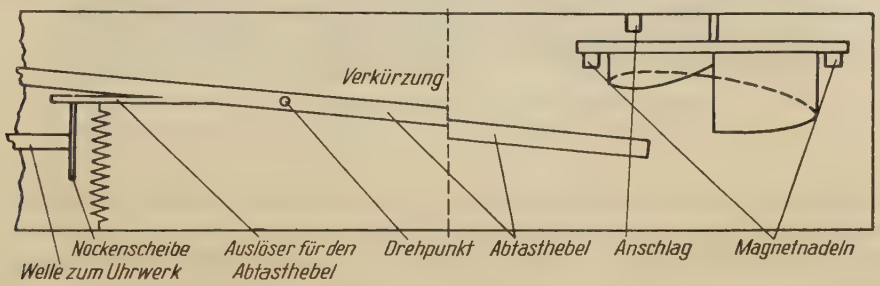


Abb. 2. Prinzip der Richtungsabtastung am Magnetkompaß (Darstellung verkürzt)

Wie die bisherigen Erprobungen gezeigt haben, liegt der Körper des Apparates gut im Strom und bietet mit seinen Abmessungen von 1 m Länge und 0,08 m Durchmesser — bei der Gestalt eines Torpedos — keinen zu großen Strömungswiderstand. Auch das Gewicht von 19 kg mit Beschwerung gibt die Gewähr, daß das Gerät keine besonderen Einrichtungen für seine Auslegung erfordert. Die vollmechanische Art der Registrierung der gewonnenen Werte macht das Gerät robust genug, um den Beanspruchungen der fortlaufenden Arbeit an Bord zu widerstehen.

Die Messung der Strömungsrichtung erfolgt über einen Magnetkompaß, dessen Stellung zur Geräteachse auf mechanischem Wege abgetastet wird. An der Unterfläche des Doppelmagneten befindet sich ein flacher, nach unten offener Hohlzylinder, dessen unterer Rand die Form einer Schraubenkurve hat (Abb. 2). Zwischen dem durch einen Hebel abtastbaren Fußpunkt und Gipfel des Zylinderrandes beträgt die Differenz in der Registrierung 18 mm (360°). Die Genauigkeit der Richtungsaufzeichnung liegt bei $\pm$ 10°. Der Registrierstreifen wird mittels Mikroskop ausgewertet, und es wird ein Mittelwert über vier registrierte Einzelwerte, d. h. über 10 Minuten Registrierdauer, gebildet.

Als Maß für die Strömungsgeschwindigkeit dient der Vorschub des Registrierstreifens, der über eine Magnetkupplung mittelbar durch die Umdrehungen des

Schraubenflügels hervorgerufen wird (Abb. 3). Jede 2,5 Minuten wird über ein Uhrwerk eine Zeitmarke in Form einer Säule, die auf der Grundlinie der Registrierung steht, aufgezeichnet. Die Höhe der Säule ist gleichzeitig das Maß für die Strömungsrichtung (Abb. 4). Durch die Koppelung von Schraubenflügel und

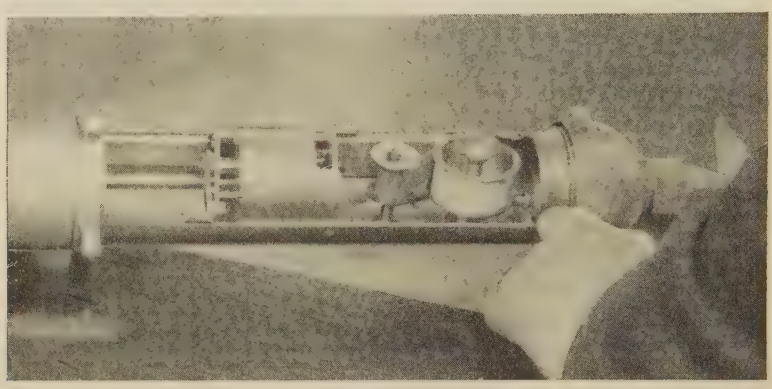


Abb. 3. Der selbstregistrierende Strömungsmesser, zur Hälfte aus dem Druckmantel gezogen (sichtbar sind Registriertrommel, Papiervorratstrommel und Uhrwerk)

Papiertransport sind die Abstände der Zeit- bzw. Richtungsmarken proportional der Geschwindigkeit der Strömung, deren Mittelwert auf $\pm$ 1,5 cm/sec genau gemessen wird. Einem Abstand von 1 mm zwischen zwei aufeinanderfolgenden Zeitmarken entspricht eine Geschwindigkeit der Strömung von 8 cm/sec. Die Ansprechempfindlichkeit der Meßschraube liegt bei 4 cm/sec.

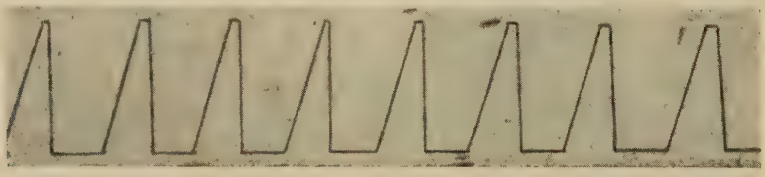


Abb. 4. Registrierstreifen des selbstregistrierenden Strömungsmessers

Der Aufbau des Strömungsmessers macht in jedem Falle deutlich, daß einfache Handhabung, zuverlässiges Arbeiten und genügende Genauigkeit der Meßwerte gewährleistet sind. Da nach hiesigem Erachten der Strömungsmesser „alten Stiles", besonders für Arbeiten in Seegebieten wie der Ostsee, seine Daseinsberechtigung keineswegs eingebüßt hat, wurde die herkömmliche Methode der Strömungsmessung mit dem Meßflügel beibehalten.

Der selbstregistrierende Strömungsmesser erfuhr eine Erweiterung seines Anwendungsbereiches durch den Einbau eines elektrischen Spezialaufzuges für das Uhrwerk, der zum Zwecke der längeren Auslegbarkeit eigens vom WTBG -Berlin konstruiert wurde. Es wird dadurch möglich, das Gerät 14 Tage lang ununterbrochen einzusetzen.

Eine Umkonstruktion des inneren Aufbaus — bei Erhaltung des Meßprinzips — gestattet es, das Gerät zu Serienmessungen zu verwenden. Die Umkonstruktion teilt das Gerät in ein vorderes und ein hinteres Segment. Durch diese Zweiteilung kann die Trosse durch den Gerätekörper gezogen werden und die Aufhängung im Schwerpunkt erfolgen. Es erübrigt sich damit ein Spezialausleger an der Trosse oder deren Unterteilung. Diese beiden Umstände erleichtern das Arbeiten im Serienbetrieb außerordentlich, und in Verbindung zur möglichen Auslegezeit von 14 Tagen ist das Gerät besonders gut für Bojenstationen geeignet. Zu diesem Zwecke wurde bereits eine spezielle Auslegevorrichtung konstruiert, bestehend aus Anker, drallarmer Trosse, Auftriebsboje und Markierungsboje. Die Auslegung erfolgt so, daß zunächst über den Ladebaum des Schiffes der 250 kg schwere Anker ausgebracht wird. Die an diesem bereits angeschäkelte Trosse wird über eine Winde nachgeführt, und in den vorbestimmten Abständen werden durch eine einfache Klemmvorrichtung die Geräte angebracht. In Abhängigkeit vom Seegang, der im Auslegegebiet erwartet werden kann, wird die Auslegetiefe der Auftriebsboje festgelegt. Die Trosse wird, bevor der Anker den Boden berührt, in der entsprechenden Tiefe abgefangen und die Auftriebsboje befestigt, worauf der Anker aufgesetzt und am freien Ende der Trosse eine Markierungsboje befestigt wird. Die Anlage gestattet in ihrer gegenwärtigen Ausführung die Einrichtung von Stationen bis zu 100 m Wassertiefe und Messungen in 3 Horizonten, so daß sie bereits jetzt im Bereich der westlichen Ostsee unbegrenzt eingesetzt werden kann.

Die vielseitige Verwendbarkeit der neuen Strömungsmesser gestattet es dem Institut für Meereskunde, in Zukunft auf die alten Geräte zu verzichten und trotzdem eine mindestens gleichbleibende Genauigkeit der Werte, vor allem aber kontinuierliche Registrierungen über einen im großen Rahmen wählbaren Zeitraum zu gewinnen.

Für spezielle Untersuchungen schwächerer Strömungen — von 2 cm/sec bis 100 cm/sec — wurde im gleichen Entwicklungsbetrieb, dem WTBG-Berlin, ein *fernregistrierender Strömungsmesser* konstruiert (Abb. 5), bestehend aus einer Meßsonde mit Meßkopf, dem siebenadrigen Übertragungskabel von 16 mm Durchmesser, das gleichzeitig als Tragekabel ausgebildet ist, einer Spezialkabelwinde mit Auslegedavits, die durch eine Traverse miteinander verbunden sind, einem Auslegerahmen und dem Registriergerät. Die Anlage wird mit 220 V Gleichstrom gespeist und gestattet das Arbeiten bei unifilarer und bifilarer Auslegung. Bei unifilarem Arbeiten kann das Gerät maximal bis zu 300 m Tiefe eingesetzt werden und bei bifilarem Einsatz bis zu 40 m Tiefe. Man rechnet im letzteren Falle mit noch genügender Richtkraft bei einem Verhältnis von 1 : 10 zwischen Länge des Auslegerahmens und Meßtiefe. Es wurde deshalb für die bifilare Auslegung ein 4 m breiter Rahmen gebaut, der mittels erwähnter Spezialwinde über die beiden ein- und ausschwenkbaren Davits — die ebenfalls einen gegenseitigen Abstand von 4 m haben — ausgelegt werden kann (Abb. 5). Der Meßkopf wird als Fixpunkt gegenüber der frei drehbaren Meßsonde fest in den Rahmen eingefügt (Abb. 6) und das ganze System an zwei Stahlseilen hängend zu Wasser gebracht. Das elektrische Tragekabel wird in diesem Falle lose nachgeführt.

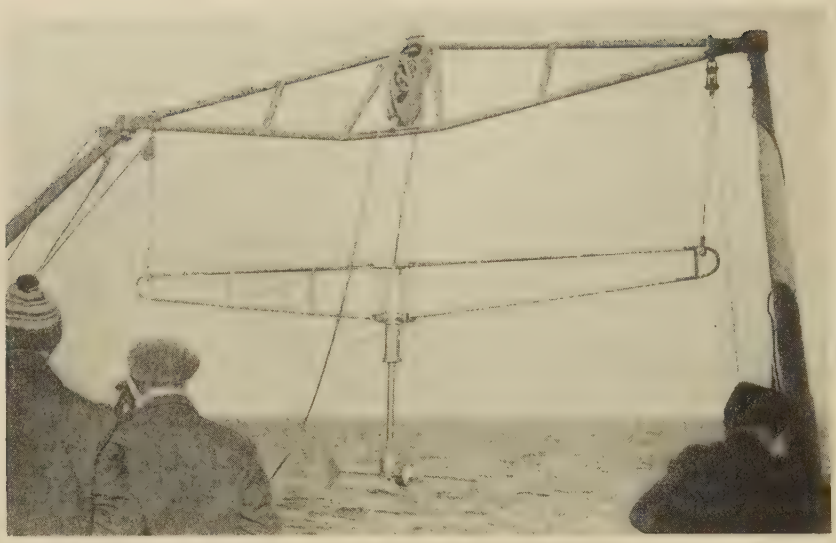


Abb. 5. Der fernregistrierende Strömungsmesser während bifilarer Auslegung

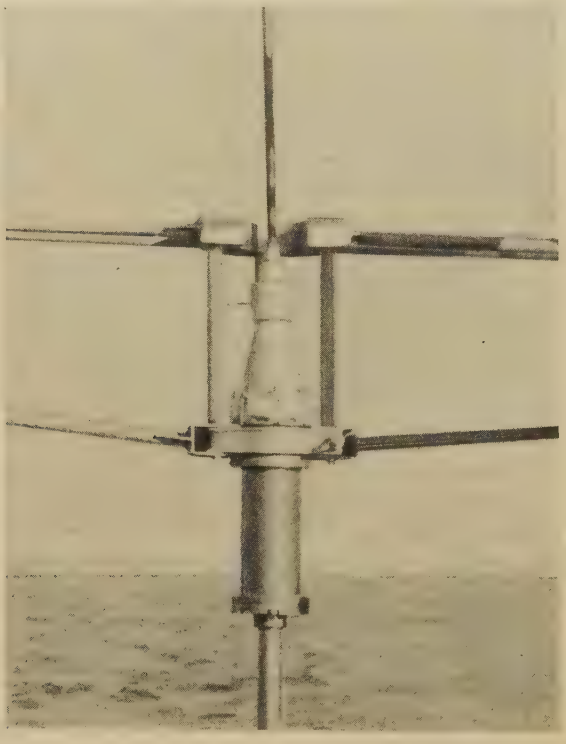


Abb. 6. Befestigungsklemme des Auslegerahmens am Meßkopf (Fixierung der Stellung vom Meßkopf zum Rahmen)

Bei unifilarer Auslegung hängen Meßsonde und Meßkopf frei am Kabel, das direkt über eine Rolle in der Traverse geführt ist. Der Auslegerahmen findet dann keine Verwendung.

Das Prinzip des Meßgerätes ist ein optisch-elektrisches (Abb. 7), das gewählt wurde, um die Abnahme der Meßwerte von den Meßelementen für Strömungsge-

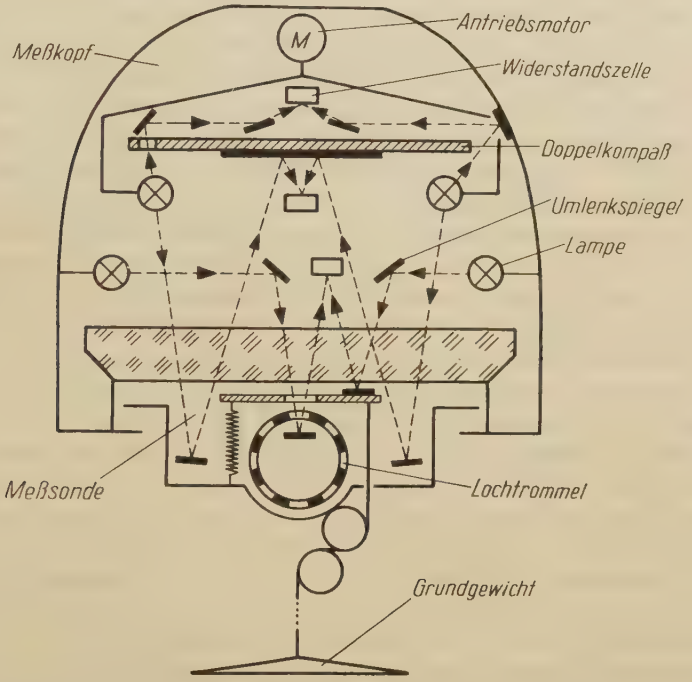


Abb. 7. Prinzipbild des Meßkopfes mit um die vertikale Achse frei drehbarer Meßsonde (vereinfacht nach WTBG-Berlin)

schwindigkeit und -richtung zur Erhöhung der Ansprechempfindlichkeit und Genauigkeit leistungslos zu gestalten. Dazu wurde die Meßsonde, bestehend aus Schraubenflügel, Stromfahne, einem Spiegelsystem und dem Gehäuse, vom Meßkopf getrennt. Das gesamte Unterwasserteil besteht somit aus zwei Teilen. Die Meßsonde ist in der Horizontalen frei drehbar an der Unterfläche des Meßkopfes angebracht und von diesem durch eine Starkglasscheibe, die den Meßkopf nach unten hermetisch abschließt, getrennt. Die Meßsonde ist ungeschützt und wird vom Seewasser durchspült.

Auf der Achse des Schraubenflügels befindet sich eine Lochtrommel (Abb. 7). In das Innere der Trommel ragt ein feststehender Spiegel so, daß dieser bei Drehung des Schraubenflügels rhythmisch durch die Lochtrommel freigegeben bzw. abgedeckt wird und einen Lichtstrahl, der von einer Lichtquelle im Meßkopf ausgesendet wird, reflektiert bzw. unterbricht. Der reflektierte Lichtstrahl trifft auf

eine ebenfalls im Meßkopf angebrachte Widerstandszelle. In dieser werden pro Umdrehung des Schraubenflügels 8 Impulse erzeugt, die über das Kabel zum Registriergerät an Bord des Schiffes geleitet werden.

Zur Bestimmung der Bezugsrichtung für die Richtungsmessung der Strömung dient ein Magnetkompaß, der im Meßkopf untergebracht ist. Unter der Kompaßrose rotiert kontinuierlich eine Lichtquelle, angetrieben durch einen drehzahlgeregelten Motor. Der von dieser ausgehende Lichtstrahl passiert während seines Umlaufes einen Spiegel in der Meßsonde und tastet somit die Stellung der Richtungsfahne ab. Der aus der Meßsonde reflektierte Lichtstrahl trifft auf eine Widerstandszelle im Meßkopf, erzeugt somit einen Stromimpuls und bewirkt über das Kabel den Anlauf des Registrierarmes über dem Registrierstreifen. Ein zweiter, auf die Kompaßrose gerichteter Strahl der gleichen Lichtquelle passiert während seines weiteren Umlaufes eine Lochblende im Nordpunkt der Rose. Der für diesen Moment freigegebene Lichtstrahl fällt auf ein mitrotierendes Spiegelsystem, das diesen auf eine ebenfalls mitrotierende Widerstandszelle lenkt. Der dadurch erzeugte Stromimpuls bewirkt den Stillstand des Registrierarmes, das Drucken des Meßpunktes und die Rückführung des Schreibarmes in die Nullstellung. Ein während des Druckvorganges gegebenenfalls erfolgender weiterer Startimpuls bewirkt die Einschaltung eines Impulsspeicherwerkes, das dem Registrierarm eine Vorspannung aufprägt und ihn von der Nullstellung zu einem Punkt vorschnellen läßt, dessen Entfernung von der Grundlinie der Registrierung proportional der Anzahl der gespeicherten Impulse ist. Von diesem Punkt aus erfolgt das Weiterbewegen des Registrierarmes direkt durch die aus dem Unterwasserteil kommenden Impulse. Ein gleiches Impulsspeicherwerk ist beim Druckvorgang der Meßwerte für die Strömungsgeschwindigkeit wirksam.

Bei bifilarem Einsatz arbeitet das Gerät nach dem gleichen Meßprinzip (Abb. 7). Eine im gleichen rotierenden Rahmen — wie beim Unifilarbetrieb — befestigte zweite Lichtquelle wird anstelle der ersteren eingeschaltet. Diese überstreicht den gleichen Spiegel in der Meßsonde, wodurch der Registrierarm anläuft. Im Unterschied zum oben beschriebenen Fall wird jedoch nicht die Kompaßrose und die in dieser befindliche Lochblende von dem nach oben gerichteten Strahl getroffen, sondern ein gehäusefester Spiegel. Der von diesem reflektierte Strahl bewirkt in diesem Falle den Stillstand des Registrierarmes und das Drucken des Meßwertes durch den Fallbügel. Es wird damit die Stellung der Meßsonde zum Aufhängerahmen fixiert. Bei der Breite des Rahmens von 4 m müßte seine Parallelstellung zur Schiffsachse bis etwa 40 m Tiefe gewährleistet sein. Diese Tiefe müßte weiterhin ausreichen, um das Meßgerät aus dem Einflußbereich des schiffseigenen Magnetfeldes zu bringen. Die Bezugsrichtung zur Messung der Strömungsrichtung ist dann durch den Schiffskompaß gegeben, der die Lage der Längsachse des Schiffes gegenüber der Nord-Süd-Richtung angibt. Aus Kompaßkurs und Stellung der Meßsonde zum Aufhängerahmen läßt sich ohne Schwierigkeit die Strömungsrichtung ermitteln.

Da auch bei bifilarer Auslegung durch einfaches Umschalten am Registriergerät die Meßanordnung für den Unifilarbetrieb eingeschaltet werden kann, ist es

möglich, auf diese Weise den Einfluß des schiffseigenen Magnetfeldes auf die Nadel des Meßgerätes zu ermitteln.

Der fernregistrierende Strömungsmesser kann nur für Messungen von Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 100 cm/sec eingesetzt werden, da sein Unterwasserteil verhältnismäßig große Ausmaße und einen großen Strömungswiderstand hat. Das Gerät wird bei starken Strömungen abgetrieben, wozu auch der relativ große Kabelquerschnitt beiträgt. Die Einsatzmöglichkeit wird dann begrenzt durch die Schrägstellung des Gerätes, das eine Messung der Strömungsrichtung nur soweit gestattet, als der Betrag der Kompaßfreiheit von 10° nicht überschritten wird.

Den bedeutendsten Einfluß auf die Abtrift des Gerätes hat neben dem Kabel der Meßkopf. Der Nachteil, den diese Tatsache mit sich bringt, wird jedoch durch den Vorteil ausgeglichen, daß die Übertragung der Meßwerte zum Registriergerät von der Beschaffenheit und mechanischen Beanspruchung des Tragekabels unbeeinflußt bleibt.

Der Ansprechwert des Schraubenflügels liegt bei 2 cm/sec. Die Strömungsgeschwindigkeit wird mit einer Genauigkeit von $\pm$ 0,5 cm/sec und die Strömungsrichtung mit einer Genauigkeit von $\pm$ 5° registriert. Durch Punktschreiber werden die Werte auf einem Schreibband von 18 m Länge bei einem Papiervorschub von 1,2 mm/6 sec aufgezeichnet. Dadurch wird eine kontinuierliche Registrierung über 25 Stunden ohne Wechsel des Schreibbandes gewährleistet. Für die Strömungsgeschwindigkeit beträgt die Schreibbreite 1 mm für 1 cm/sec und für die Strömungsrichtung 1 mm pro 10°.

Die Strömungsgeschwindigkeit wird als Mittelwert über 6 Sekunden und über 10 Minuten kontinuierlich registriert, und die Registrierung der Strömungsrichtung erfolgt alle 3 Sekunden.

Als Schutz gegen Grundberührung wurde eine Grundtastung in das Gerät eingefügt (Abb. 7). In 2 m Abstand unterhalb der Meßsonde hängt ein tellerförmiger Messingfühler, der einen Kippspiegel gegen Federkraft in einer festen Stellung hält, so daß ein Lichtstrahl auf eine Widerstandszelle im Meßkopf reflektiert wird. Bei Grundberührung wird der Spiegel gekippt und der Lichtstrahl ausgelenkt. Damit wird in der Auslegewinde ein Glockenzeichen und am Registriergerät ein Lichtsignal ausgelöst.

Die beschriebenen Strömungsmesser befinden sich gegenwärtig noch im Zustand der Enderprobung. Nach der erzielten Form der Meßergebnisse wird es jedoch möglich sein, im Institut für Meereskunde in Zukunft die alten Meßgeräte vollständig durch die beschriebenen neuen zu ersetzen.

Für die ständige persönliche Betreuung des Entwicklungsganges der neuen Strömungsmeßgeräte gebührt dem Direktor des Institutes für Meereskunde in Warnemünde, Herrn Prof. Dr. Bruns, besonderer Dank. Ebenso sei an dieser Stelle Herrn Ing. Zerbe und seinen Mitarbeitern vom Wissenschaftlich-Technischen Büro für Gerätebau-Berlin für die gute Lösung der ihnen vom Institut für Meereskunde übertragenen Aufgabe der Entwicklung und des Baues der Geräte und für die mannigfachen technischen Auskünfte und Hinweise gedankt.

Ein neues Gerät zur Messung von Salzgehalt, Temperatur und Tiefe

Von Erich Werner

Zusammenfassung: Im folgenden Beitrag wird kurz der Aufbau eines Meßgerätes zur kontinuierlichen Erfassung des Salzgehaltes, der Temperatur und der Tiefe beschrieben.

Das in seiner Art völlig neue Geräte wurde erstmalig von Institut für Meereskunde während einer Atlantikexpedition auf dem sowjetischen Forschungsschiff" M. Lomonossow" im Jahre 1958 mit Erfolg eingesetzt.

Die genaue Bestimmung von Salzgehalt und Temperatur des Meerwassers in Abhängigkeit von der geographischen Lage und der Tiefe des Meßortes ist eine wichtige Aufgabe bei meereskundlichen Untersuchungen, da sich mit Hilfe dieser Größen die Verteilung unterschiedlicher Wasserkörper feststellen läßt und hieraus wiederum Rückschlüsse auf die Zirkulation gezogen werden können.

Die klassische, heute noch am meisten angewandte Salzbestimmungsmethode mit Chlor-Ionen-Titration nach Mohr-Knudsen ist sehr zeitraubend, da mit Wasserschöpfern gearbeitet werden muß und sie außerdem eine größere Menge geschultes Personal erfordert. Dieses Verfahren liefert zwar sehr genaue Meßwerte, läßt aber eine Gewinnung kontinuierlicher Werte überhaupt nicht zu, so daß zum Beispiel die genaue Feststellung der im Meer vorkommenden Salzgehalt- und Temperatur-Sprungschichten mit diesen Mitteln sehr problematisch wird. Aus diesen Gründen werden in mehreren Ländern Geräte entwickelt, welche die Messung von Salzgehalt und Temperatur des Seewassers in beliebiger Tiefe gestatten, also das zeitraubende Schöpfen und Untersuchen der Proben an Bord bzw. später an Land ersparen und ein kontinuierliches Messen ermöglichen.

Vom Institut für Meereskunde der Deutschen Akademie der Wissenschaften wurde an das Wissenschaftlich-Technische-Büro für Gerätebau in Berlin der Auftrag gegeben, ein solches Gerät zu entwickeln, mit dem Salzgehalt und Temperatur sowie der Druck des Meerwassers in beliebiger Tiefe von einem Schiff aus gemessen und registriert werden können. Das im Laufe von zwei Jahren entwickelte Gerät gestattet sehr genaue kontinuierliche Messungen.

Der Salzgehalt-, Temperatur- und Tiefenmesser wird von einem Schiff aus eingesetzt. Die Anlage besteht aus einem Registriergerät und einer Sonde, welche die Meßfühler für Leitfähigkeit, Temperatur und Druck sowie entsprechende selbstabgleichende Wheatstonesche Brücken enthält und mittels eines Kabels in

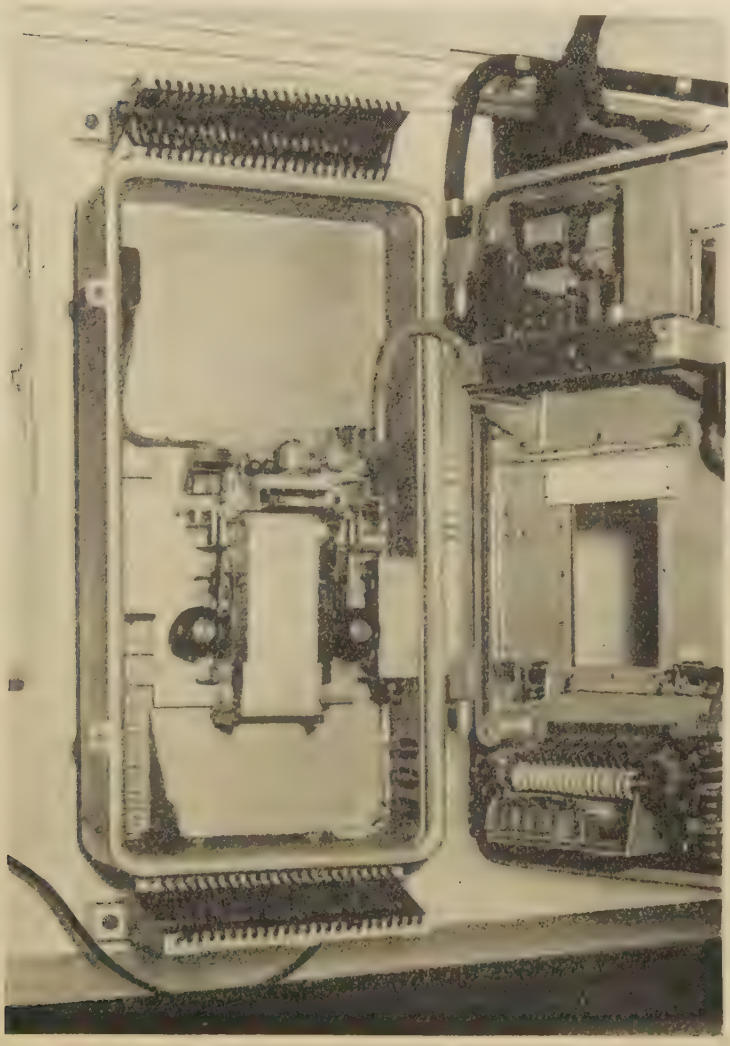


Abb. 1. Registriergerät in geöffnetem Zustand

die Meßtiefe hinabgelassen wird. Eine elektrisch betriebene Kabelwinde dient zur Aufnahme des selbsttragenden Kabels.

Die Meßeinrichtungen in der Sonde bestehen aus 3 WHEATSTONEschen Brückenschaltungen, welche die 3 Widerstände $R(t)$, $R(K)$ und $R(p)$ enthalten. Ein Abgleichswiderstand in 4 Dekaden wird nacheinander in die 3 Brücken eingeschaltet und gleicht selbsttätig jede Brücke dekadenweise ab. Die Brückeneingangsspannung beträgt 1—5 V bei 2 kHz, die Brückenausgangsspannung wird verstärkt, phasenempfindlich gleichgerichtet und steuert nacheinander 4 Magnetkupplungen, die ihrerseits die Kraftübertragung von einem ständig laufenden

Motor zu den 4 Dekadenschaltern des Abgleichswiderstandes steuern. Jede gerade im Abgleich befindliche Dekade k gibt durch eine Kontaktvorrichtung für die Fernübertragung eine dem eingestellten Wert entsprechende Anzahl von Impulsen n_k, so daß

$$Z = \sum_{k=1}^{4} 10^{(4-k)} \cdot n_k$$

nach Abgleich der 4 Dekaden den übertragenen Meßwert angibt. (Im vorliegenden Falle ist $Z \cdot 1$ Ohm der übertragene Wert des Abgleichwiderstandes.) Im Registrier-

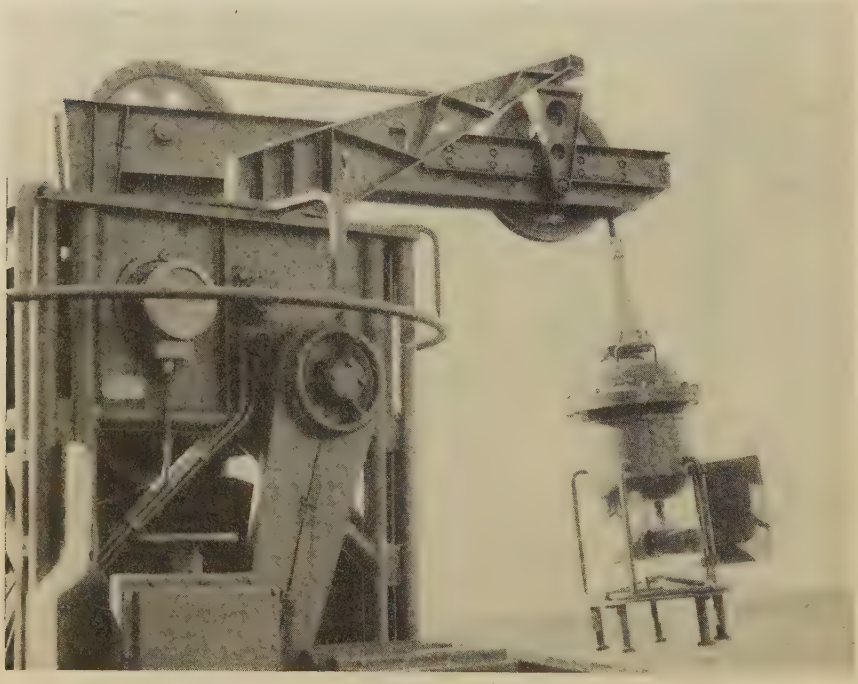


Abb. 2. Das Meßgerät kurz vor dem Anlegen an der Spezialkabelwinde

gerät an Bord des Schiffes wird eine Zahlendruckrolle durch die empfangenen Impulse je Dekade auf eine Ziffer entsprechend der Impulszahl eingestellt und diese Ziffer auf einen Registrierstreifen gedruckt. Für jede folgende Dekade wird die Druckrolle seitlich um eine Ziffernbreite verschoben, so daß nach Abgleich und Registrierung der 4 Dekaden Z und damit der Wert des Abgleichwiderstandes durch $Z \cdot 1$ Ohm dargestellt ist. Die Werte (K, t, p) des Abgleichwiderstandes werden nebeneinander gedruckt.

Die notwendigen Schaltfunktionen werden durch eine Programmsteuerung im Registriergerät mit einer Periode von 30 Sekunden durchgeführt. In der Sonde befindet sich ebenfalls eine Programmschaltwalze, die schrittweise durch die Programmsteuerung betätigt wird und die Schaltfunktionen in der Sonde durch-

führt. Eine einfache Synchronisierungseinrichtung sorgt für die richtige Zuordnung der beiden Schaltwalzen. Das Meßprogramm wiederholt sich alle 30 Sekunden. Zum Abgleich einer Dekade stehen 1,2 Sekunden zur Verfügung, ebensoviel für die Nulleinstellung jeder Abgleichdekade nach jedem Abgleich. Nach Ablauf eines Meßprogrammes wird das Registrierpapier um eine Zeile transportiert, so daß im Verlauf der Messung 3 Zahlenkolonnen für K, t und p entstehen.

Die 3 Meßbrücken sind so aufgebaut, daß im Abgleichsfalle der Abgleichswiderstand dem jeweiligen Meßwert K, t bzw p proportional ist. Die Meßwerte werden direkt angegeben.

Das Gerät hat einen 220 V Anschluß. Die 2 kHz für die Brückenspeisung werden durch einen zweistufigen Oszillator erzeugt, der als frequenzbestimmendes Glied eine Wienbrücke enthält, in die zur Stabilisierung der Ausgangsamplitude ein Halbleiterregelwiderstand geschaltet ist. Die elektrische Verbindung mit der Sonde wird durch ein Kabel mit 13 um ein Tragseil angeordneten Adern hergestellt.

Die Leitfähigkeitsmeßzelle wurde als Glasrohr mit einem angeschmolzenen Sockel ausgeführt, das die 3 eingeschmolzenen Elektroden aus Platinblech enthält, die wegen ihrer notwendigen Größe in Ausbauchungen des Rohres sitzen.

Für den Temperaturmeßfühler wurden Platinmeßeinsätze verwandt, welche mit einem Speziallack überzogen und mit Woodschem Metall in Kupferhülsen eingegossen wurden.

Der Druckmeßfühler wurde mit einem dem Wasserdruck ausgesetzten Wellrohr, das durch eine Indikatorfeder reibungsarm abgestutzt wird, aufgebaut. Über ein Getriebe wird die Bewegung des Wellrohres auf den Schleifer eines Widerstandes übertragen.

Das Meßgerät kann z. Z. bis zu einer Tiefe von 400 m eingesetzt werden (angestrebt werden 1000 m).

Der Salzgehaltmeßbereich ist von $5‰$—$40‰$ bei einem maximalen Fehler von $0{,}05‰$.

Der Temperaturmeßbereich ist — 10 °C bis + 30 °C bei einem maximalen Fehler von 0,02 °C.

Die maximalen Fehler bei der Tiefenregistrierung sind kleiner als 0,3%.

Die optimale Leistungsfähigkeit des Gerätes ist jedoch noch nicht erreicht. Bei mehrmonatigen Atlantik-Expeditionen in den Jahren 1958 und vor allem 1959 wurden mit dem neuartigen Meßgerät gute Arbeitsergebnisse erzielt, und es zeigte sich, daß in Fachkreisen großes Interesse an diesem Gerät besteht.

Der fernregistrierende Hochseepegel des Warnemünder Instituts für Meereskunde

Von Klaus Voigt

Zusammenfassung: Es wird ein Hochseepegel beschrieben, der — abweichend von den bisher bekannten Konstruktionen — auf dem Prinzip einer Druckwaage arbeitet. Das Gerät ist bis 250 m Tiefe auslegbar. Die Meßwerte werden durch ein Kabel zu einem vor Anker liegenden Schiff übertragen und dort minütlich registriert. Die Ansprechempfindlichkeit des Gerätes liegt bei Wasserstandsänderungen von 3 bis 4 mm. Bei Kenntnis des zeitlichen Verlaufes der vertikalen Verteilung der Dichte im Seewasser sowie des Luftdruckes beträgt die Meßgenauigkeit $\pm$ 1 cm. Erfahrungen bei der Erprobung des Gerätes in der Ostsee werden mitgeteilt.

Zur Untersuchung der durch Gezeiten- und Windwirkung auf offener See hervorgerufenen Wasserstandsschwankungen verwendet man bereits seit mehreren Jahrzehnten Hochseepegel.

Bei diesen Geräten handelt es sich um Manometer, die am Meeresboden ausgelegt werden und dort den Druck messen, der durch die Höhe und die Dichte der über dem Auslegeort befindlichen Wassersäule sowie durch den Luftdruck erzeugt wird.

Sämtliche dieser im allgemeinen für Tiefen bis 300 m einsetzbaren Geräte sind Relativinstrumente und messen, um die erforderliche Genauigkeit zu erzielen, nur Wasserdruckänderungen relativ zum Gesamtdruck, der zu Beginn der Auslegung am Meeresboden herrschte.

Als Meßelemente sind Bourdonrohre, andere elastische Federungskörper sowie sogenannte Luftfedermanometer im Gebrauch.

Alle bekannten Konstruktionen sind selbstregistrierend, d. h. die Aufzeichnung der Meßergebnisse erfolgt in dem am Meeresboden ausgelegten Gerät, im allgemeinen photographisch. Die Resultate und die Funktionstüchtigkeit werden somit erst bekannt nach Einholen des Gerätes am Ende der Registrierperiode, die meist mehrere Wochen beträgt.

Die Auswertung der Registrierung ist sehr langwierig. Bei der angestrebten Genauigkeit der Wasserstandsmessung auf Zentimeter müssen vor allem die Wassertemperaturschwankungen am Meeresboden genau mitgemessen werden, um ihren Einfluß auf das als Bezugsdruck verwendete komprimierte Luftvolumen zu berücksichtigen. Wiederholte Nacheichungen der Meßelemente infolge Hysterese- und Alterungswirkung sind ebenfalls erforderlich.

Ausführliche Angaben über die Entwicklung, Wirkungsweise und Theorie dieser Wasserstandsmeßgeräte geben Rauschelbach (1932), Geissler (1941), Joseph (1948) und Sneshinski (1951).

In der Ostsee und den Übergangsgewässern zur Nordsee kommt hinzu, daß hier große und rasche Dichteänderungen des Seewassers auftreten, zu deren Elimination aus der Hochseepegelregistrierung ständig ozeanographische Serienmessungen durchgeführt werden müssen.

Es erschien deshalb zweckmäßig, einen Hochseepegel zu entwickeln, der an Bord eines vor Anker liegenden Schiffes, das zur Ausführung der Serienmessungen sowieso anwesend sein muß, den Wasserstandsverlauf aufzeichnet.

Die laufende Beobachtung des Wasserstandes am Schiffsort gestattet es dann auch, die notwendigen ozeanographischen Messungen zur Untersuchung von Beziehungen zwischen Wasserstandsänderungen und anderen ozeanographischen Vorgängen (Gezeitenstrom, interne Wellen) zeitlich sinnvoll anzulegen.

Als Meßelement für einen fernregistrierenden Hochseepegel kam nur ein Geber in Frage, der möglichst wartungsfrei ist und sich gut für die elektrische Fernübertragung der Meßwerte eignet. Diese Forderung erfüllte weitgehend eine Druckwaage, die im Prinzip bereits von Renner [1] in einem Seegangs- und Küstenpegel verwendet wurde.

In wesentlich abgeänderter und verbesserter Form kam dieser Gedanke Renners auch in dem neuen Hochseepegel zur Anwendung, dessen Bau und Entwicklung von Prof. Bruns dem Wissenschaftlich-Technischen Büro für Gerätebau, Berlin, (WTBG) übertragen wurde.

Aufbau des fernregistrierenden Hochseepegels

Zum prinzipiellen Aufbau des Unterwassermeßteils des Gerätes siehe Abb. 1 und 2.

Der in einem Stahlträgerkäfig angebrachte druckdichte Pegelkessel (Gesamtgewicht der am Meeresboden ausgelegten Anlage 500 kg) enthält einen kardanisch aufgehängten Meßraum, der über eine Druckleitung mit der Vorkammer in Verbindung steht.

Beim Fieren des Gerätes tritt Wasser in die Vorkammer und komprimiert die dort befindliche Luft. Von der Vorkammer aus durchströmt die Luft ein Trockenfilter, das sich in der flexiblen Druckleitung befindet und dringt durch ein Ventil in den Meßraum.

Hat der Pegel nach einer gewissen Zeit im mehr oder weniger weichen Meeresboden eine stabile Lage eingenommen, dann herrscht im Meßraum derjenige Druck, der durch die über dem Niveau des Wasserstandes in der Vorkammer liegende Wasser- und Luftsäule erzeugt wird.

Jetzt wird von Bord aus die im Meßraum befindliche Heizung nebst einem Ventilator zur Luftumwälzung eingeschaltet. Nach rund 15 Minuten, in denen der Meßraum mit der Luftvorkammer noch in Verbindung stand und damit noch Druckausgleich herrschte, wird das Ventil am Eingang zum Meß-

Abb. 1. Außenansicht des fernregistrierenden Hochseepegels

raum geschlossen. Nun herrscht im Meßraum der zum Zeitpunkt des Schließens vorhandene Druck (p) der äußeren Wasser- und Luftsäule. Die Temperatur im Meßraum liegt über der am Meeresboden zu erwartenden Wassertemperatur und wird durch ein druckgeschütztes Kontaktthermometer, das Heizung und Ventilator steuert, auf $\pm$ 0,01 °C reguliert.

Nach Schließen des Ventils steht der Meßraum mit der Luftvorkammer und damit mit dem Außendruck nur noch über einen metallischen Federungskörper (Wellenrohr) in Verbindung. Eintretende Druckschwankungen am Meeresboden, die durch Wasserstands-, Dichte- oder Luftdruckänderungen hervorgerufen werden können, würden zu einer Formveränderung des Wellenrohres und damit zu einer Zu- oder Abnahme des Meßraumvolumens führen.[1])

Das Wellrohr wird jedoch gestützt durch den Waagebalken einer im Meßraum befindlichen Druckwaage. Wird diese Waage nun bei Wasserdruckänderungen,

[1]) Die vom Seegang erzeugten Druckschwankungen werden durch eine Dämpfung unterdrückt.

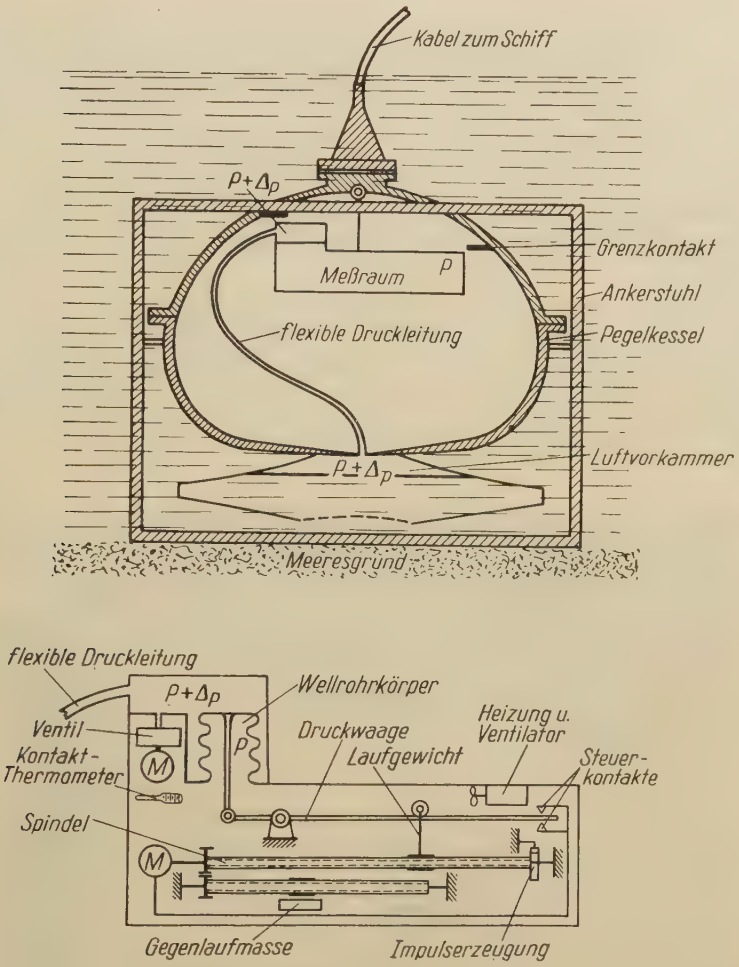


Abb. 2. Meßprinzipskizze des Hochseepegels nach WTBG-Berlin (unmaßstäblich)
p = Druck im Meßraum zu Beginn der Auslegung
Δp = Druckschwankung nach Schließen des Meßraums

die das Wellrohr komprimieren bzw. sich ausdehnen lassen, verstimmt, dann berührt der Waagebalken Steuerkontakte. Bei Schließen dieser Kontakte wird ein Motor (M) eingeschaltet, der über eine Spindel ein Laufgewicht soweit verschiebt, bis das Gleichgewicht wieder hergestellt ist, d. h. die das Wellrohr deformierende Druckkraft kompensiert ist.

Sowohl bei Druckschwankungen am Meeresboden als auch bei Temperaturänderungen bleibt also das Meßraumvolumen und der Meßraumdruck konstant. Damit entfallen eine Reihe von Korrekturgliedern, die bei den üblichen Hochseepegeln die genaue Auswertung komplizieren.

Damit der Schwerpunkt der Druckwaage, der senkrecht unter dem Drehpunkt der kardanischen Aufhängung des Meßraumes liegen muß, bei Änderung der Laufgewichtsstellung erhalten bleibt, ist eine entsprechende Gegenlaufmasse angebracht.

Die das Laufgewicht führende Spindel trägt eine mit 10 Nocken besetzte Scheibe, die bei einer Spindelumdrehung (eine Spindelumdrehung entspricht 2 cm Wassersäulenänderung) über eine Kontaktleiste 20 Impulse erzeugt.

Die Ansprechempfindlichkeit der Druckwaage liegt bei 3 bis 4 mm Wasserstandsänderung.

Die im Unterwasserteil erzeugten Impulse werden durch ein aus 7 Stahladern bestehendes Meßkabel (Spezialanfertigung durch VEB Kabelwerk Oberspree) zum Registriergerät (siehe Abb. 3) an Bord des Schiffes übertragen. Dort gelangen sie über eine Schrittschalteinrichtung auf eine Kreuzspindel, bei deren Drehung entsprechend der Wasserstandstendenz ein Zeiger quer zur Laufrichtung der Registriertrommel transportiert wird.

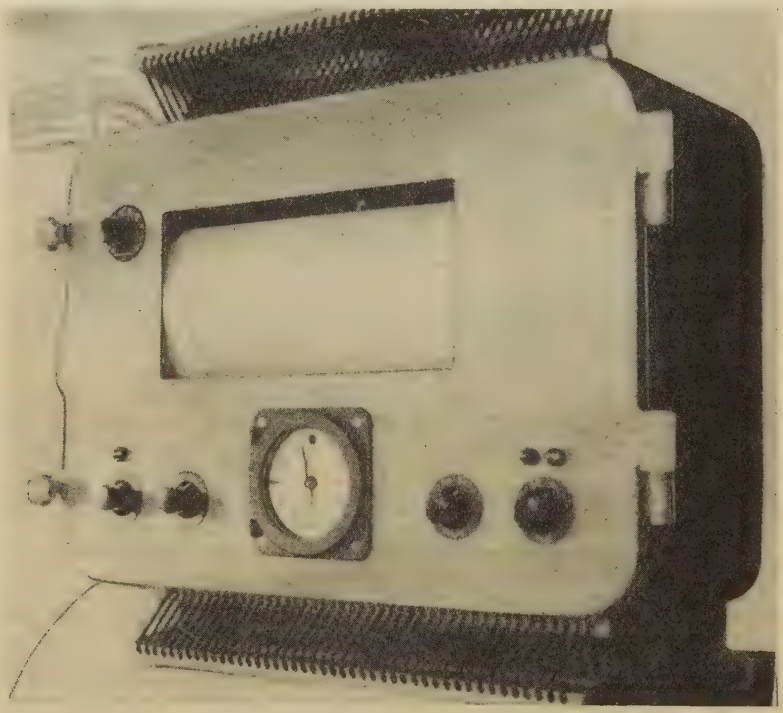


Abb. 3. Außenansicht des Registriergerätes, stoßgedämpft an Gummischnüren aufgehängt

Jede Minute wird der Stand des Zeigers durch ein Punktschreibwerk auf dem Registrierpapier festgehalten. Im Maßstab 1:10 wird so der Wasserstandsverlauf auf einem 300 mm breiten Registrierbogen aufgezeichnet.

Erreicht der Schreibstift den Rand des Registrierbogens, dann wird die Registrierung in anderer Farbe in entgegengesetzter Richtung fortgesetzt. Überschreiten aber die Druckänderungen 250 cm Wassersäule, dann berührt im Meßraum das Laufgewicht auf der Spindel einen Grenzkontakt, woraufhin durch eine entsprechende Schaltung automatisch das Ventil wieder geöffnet wird und der Meßraum damit erneutem Druckausgleich zugänglich ist.

Das Laufgewicht im Meßraum des Unterwasserteiles und der Zeiger im Registriergerät an Bord werden in ihre Nullage zurückgeführt, und nach rund 28 Minuten wird die Registrierung fortgesetzt.

Wird infolge von Unebenheiten auf dem Meeresboden oder durch Zug auf dem Pegel der für die Horizontierung des Meßraumes mittels Kardanaufhängung vorgesehene Winkel von 20° überschritten, dann werden im Pegelkessel angebrachte Grenzkontakte berührt, die den Meßvorgang unterbrechen und durch Einschaltung eines akustischen Signals im Registriergerät dieses dem Meßpersonal an Deck mitteilen.

Die gesamte Meßanlage wird aus dem 220 V Gleichstromnetz des Schiffes gespeist.

Das Meßkabel ist gleichzeitig Tragekabel, und eine Spezialkabelwinde ist für die Auslegung des Hochseepegels vorgesehen.

Fehler und Korrekturen bei der Anzeige des Hochseepegels

Durch die Anwendung einer Druckwaage in einem temperatur- und volumenkonstanten Meßraum entfallen eine Reihe von Korrekturen der Registrierung, wie sie bei den üblichen Pegeln mit Luftfedermanometern (Rauschelbach- und Grafenpegel) zu berücksichtigen sind und die von Geissler (1941), Miehlke (1956) und Sager (1957) näher untersucht wurden.

Schwankt nämlich die Temperatur im Meßraum nur um $\pm$ 0,01 °C (Δt), dann ist gemäß der allgemeinen Gaszustandsgleichung die Innendruckänderung (Δp) der im Meßraum komprimierten Luft, die ja von der Druckwaage kompensiert würde,

$$\Delta p = \frac{P}{T} \Delta t \,.$$

Hierbei ist: P Innendruck im Meßraum bzw. Druck in der Auslegetiefe,
T Temperatur im Meßraum (Kelvingrade).

Mit einer Innentemperatur von $T = 298$ °K (25 °C) ergeben sich dann für verschiedene Tiefen folgende Innendruckänderungen Δp (in Zentimeter Wassersäule) bzw. Fehler der Registrierung bei 1/100 ° Temperatur-Ungenauigkeit:

TABELLE 1

Innendruckänderung (in cm Wassersäule) bei 0,01° Temperaturänderung im Meßraum in verschiedenen Auslegetiefen

Tiefe	50 m	150 m	250 m
Δp	0,17 cm	0,50 cm	0,84 cm

Eine Kontrollampe am Registriergerät zeigt die Funktion der Heizung im Meßraum an, so daß durch Ausfall oder fehlerhaftes Arbeiten der Temperaturregelung verursachte Unregelmäßigkeiten in der Wasserstandsregistrierung sofort erkannt werden können.

Einflüsse von Widerstandsänderungen im Meßkabel sind für die Übertragung der Meßwerte vom Hochseepegel zum Registriergerät infolge des angewendeten Prinzips der Impulsübertragung unwichtig.

Das Spezialkabel, das ja auch gleichzeitig Tragekabel ist, wurde 1957 bereits im Öja-Tief bis 250 m Tiefe gefiert und mehrere Stunden auf Durchgang und Isolation geprüft.

Da das Volumen des Meßraumes und damit auch des Wellerohrkörpers praktisch konstant bleibt, ist der Einfluß von Hysterese bzw. Alterungswirkungen am Wellrohrkörper auf die Anzeige verschwindend klein.

Luftdruckänderungen müssen jedoch an Bord gemessen bzw. registriert werden, damit ihr Einfluß auf die Hochseepegelregistrierung wie bei den herkömmlichen Geräten nachträglich von Hand korrigiert werden kann.

Zur Überführung der Druckregistrierung des Hochseepegels in eine Wasserstandsregistrierung ist weiterhin die Kenntnis der mittleren Dichte der Seewassersäule über dem Meßort notwendig.

Dabei müssen zwei Einflüsse der Seewasserdichte auf die Anzeige des Hochseepegels unterschieden werden.

Einmal bestimmt die mittlere Dichte den Betrag der Wasserstandsschwankung, der infolge des höheren spezifischen Gewichtes des Seewassers bis zu rund 3% kleiner sein kann, als die am Meeresboden in Zentimeter Wassersäule gemessene Druckschwankung, die ja nur dann der Wasserstandsänderung größengleich ist, wenn das mittlere spezifische Gewicht der Wassersäule genau 1 ist.

Da in der Ostsee meist eine ausgeprägte Schichtung mit recht beträchtlichen Dichteunterschieden vorherrscht, müßte man genau genommen die Dichte der an der Wasserstandsschwankung beteiligten Schicht als Korrekturglied benützen. Weil sich dies in der Praxis im allgemeinen nicht entscheiden läßt, verwendet man die mittlere Dichte der Gesamtwassersäule und begeht dabei einen Fehler, der wohl kaum größer als 1% des registrierten Betrages der Wasserstandsänderung ist.

Dieser Dichteeinfluß — kurz Amplitudenkorrektur genannt — läßt sich am Registriergerät durch Verstellen des Aufzeichnungsmaßstabes entsprechend der mittleren Dichte gleich bei der Registrierung korrigieren.

Eine zweite Dichtekorrektur wird erforderlich bei zeitlichen Änderungen der mittleren Dichte des Seewassers am Auslegeort. Besonders aus der Ostsee und den Übergangsgewässern zur Nordsee sind wegen des wetterabhängigen Wasseraustausches rasche Dichteschwankungen bekannt. RAUSCHELBACH (1934) hat wohl erstmals stündliche ozeanographische Serienmessungen bei der Auswertung einer Hochseepegelregistrierung während der Internationalen Kattegatt-Untersuchung 1931 mit herangezogen. Abb. 4 gibt eine Vorstellung von den interdiurnen Schwankungen der mittleren Dichte (mittleres spez. Volumen) der gesamten

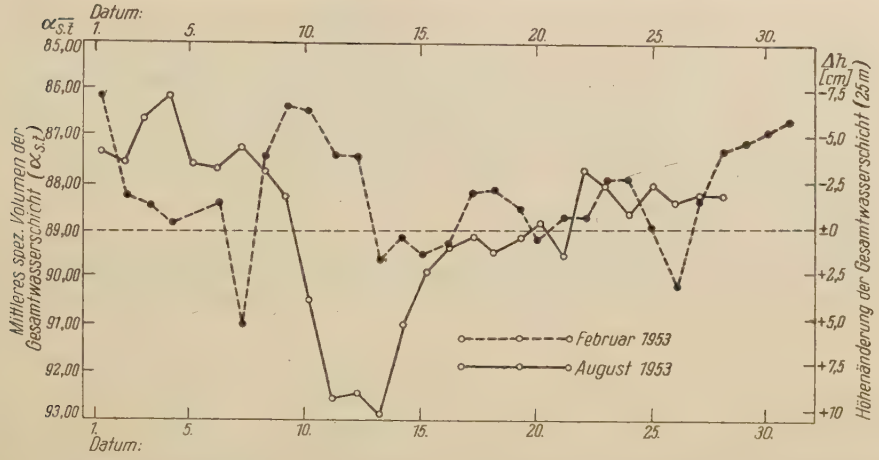


Abb. 4. Durch Salzgehalts- und Temperaturänderungen verursachte Volumenänderung der Gesamtwasserschicht in der westlichen Ostsee (Aus Ergebnissen von Serienmessungen des dänischen Feuerschiffes „Gedser Rev") (Wassertiefe 25 m)

Seewassersäule bei Gedser-Rev.-Feuerschiff. Derartige unperiodische dichtebedingte Seespiegelschwankung[1]) besitzen somit sicher in dem genannten Gebiet eine Amplitude von 10 bis 20 cm und müssen selbstverständlich bei der Auswertung berücksichtigt werden.

Die Genauigkeit, mit der diese Änderungen der mittleren Dichte ($\Delta\varrho_m$) durch ozeanographische Serienmessungen von Temperatur und Salzgehalt erfaßt werden müssen, läßt sich leicht abschätzen.

Konstanter Luftdruck und Wasserstand vorausgesetzt, würden folgende Änderungen der mittleren Dichte eine Wasserstandsänderung (Δh) von 1 cm vortäuschen:

TABELLE 2

Mittlere Dichteänderung verschieden mächtiger Seewasserschichten, die einer Wasserstandsänderung von 1 cm äquivalent sind

Tiefe	10 m	50 m	150 m	250 m
$\Delta\bar{\sigma}_t$	1,01	0,20	0,07	0,04

$$\text{Aus: } \Delta h = 1 \text{ cm} = \frac{\Delta\varrho_m}{\varrho_m} \cdot h$$

Es bedeuten: $h =$ Auslegetiefe

$\varrho_m =$ mittlere Dichte der Seewasserschicht (1.010 gcm^{-3})

$\Delta\bar{\sigma}_t = \Delta\varrho_m \cdot 10^3$ Abweichung der mittleren Dichte in der in der Meereskunde üblichen Schreibweise.

[1]) Pattullo u. a. (1955) schlagen für diese aus Änderungen des mittleren spez. Volumens des Seewassers berechneten Schwankungen des Meeresniveaus (sog. steric sea level) den Ausdruck „steric oscillations" vor, in Anlehnung an die Bezeichnung für die Schwankungen der dynamischen Höhe (dynamic oscillations), die praktisch von gleicher Größe, aber anderer Dimension sind.

Die an der Hochseepegelregistrierung anzubringende Korrektur ist bei Dichtezunahme also negativ.

Aus Tabelle 2 ersieht man, wie sorgfältig die vertikale Verteilung der mittleren Dichte bestimmt werden muß, um die angestrebte Genauigkeit der Wasserstandsregistrierung zu erhalten. In so kompliziert geschichteten Seegebieten wie der Ostsee empfiehlt sich für diese Zwecke eine kontinuierliche Registrierung von Temperatur und Salzgehalt.

Zusammengefaßt läßt sich aus der Übersicht über die Fehler und Korrekturen feststellen, daß die Meßgenauigkeit des neuen Hochseepegels außerhalb der Übergangsgebiete zwischen Ost- und Nordsee bis zu einer maximalen Auslegetiefe von 250 m sicher bei 1 cm oder darunter liegt.

Innerhalb des oben genannten Gebietes muß aber wegen des Einflusses der Seewasserdichte selbst bei laufenden Serienmessungen mit einem Fehler von 2 cm gerechnet werden. Dieser letztere Fehler ist aber wie erwähnt nicht gerätebedingt, sondern tritt hier bei allen Wasserstandsmessungen auf Hochseepegelprinzip auf.

Resultate bei der See-Erprobung des Hochseepegels

Der Einsatz des Hochseepegels erfolgte mit dem Forschungsschiff des Instituts für Meereskunde Warnemünde „Joh. L. Krüger" (Loggertyp, 39 m lang, 260 t Wasserverdrängung).

Die erste Erprobung des Hochseepegels fand im Juli 1958 im Bornholmbecken auf rund 100 m Tiefe statt. Die Anlage erwies sich als druckdicht und arbeitete.

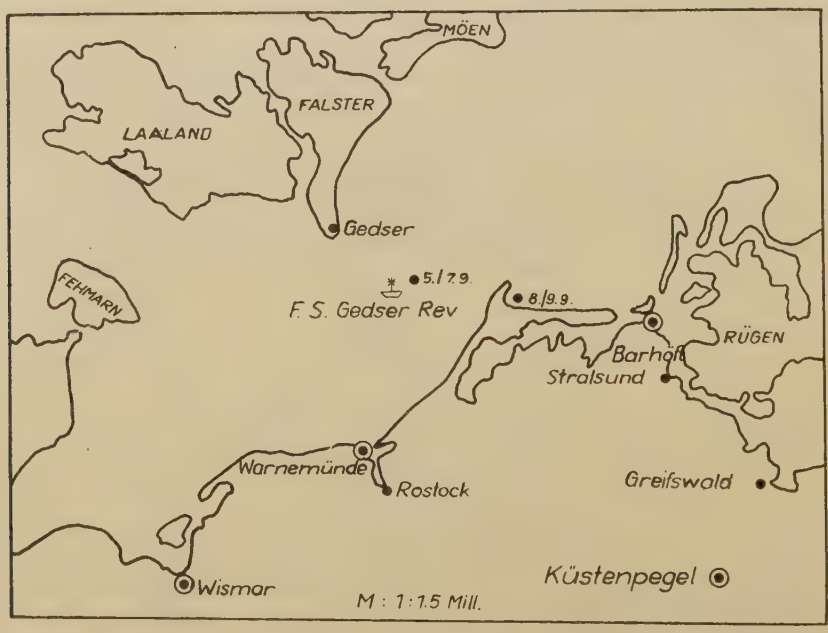


Abb. 5. Lage der Einsatzorte des fernregistrierenden Hochseepegels im September 1958

Die Wetterlage ließ jedoch eine längere sichere Verankerung nicht zu, und eine auswertbare Registrierung wurde nicht erhalten.

Im September 1958 fand in der westlichen Ostsee (siehe Abb. 5, Übersichtskarte) auf geringeren Tiefen eine zweite Erprobung statt.

Der Pegel wurde zunächst in der Kadettrinne ausgelegt und registriert auf rund 25 m Wassertiefe vom 5. September 17.00 Uhr (MEZ) bis zum 8. September 00 Uhr mit einer Unterbrechung von 12 Stunden, in der der Pegel zur Kontrolle der Ansprechempfindlichkeit an Bord genommen wurde.

Die Ergebnisse sind in Abb. 6 dargestellt. Zum Vergleich ist der Verlauf des Wasserstandes am 18 sm entfernten Küstenpegel mit aufgetragen.

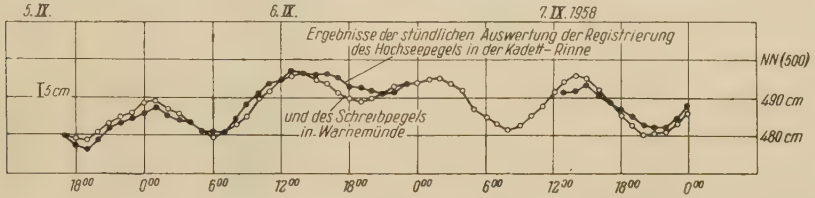


Abb. 6. Ergebnisse der stündlichen Auswertung der Registrierung des Hochseepegels in der Kadett-Rinne und des Schreibpegels in Warnemünde

Abb. 6a zeigt einen Ausschnitt aus der unkorrigierten Originalregistrierung.

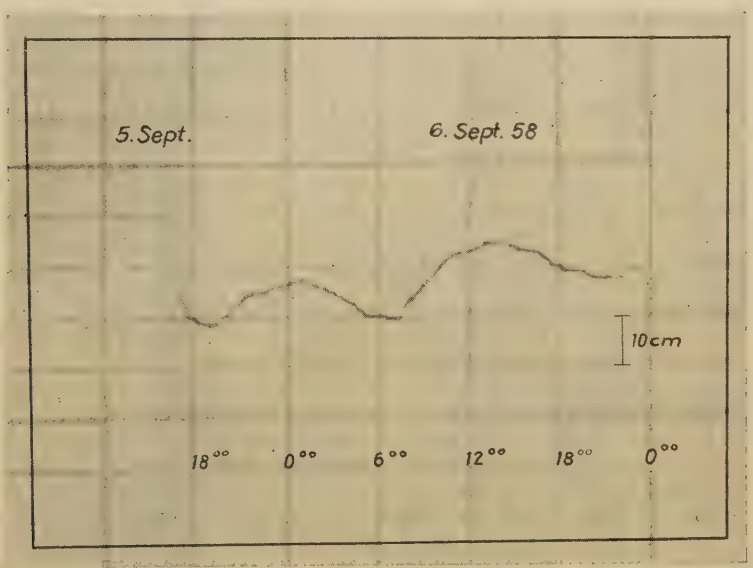


Abb. 6a. Ausschnitt aus der Originalregistrierung

Während der Registrierperiode herrschte über der Ostsee eine spätsommerliche und windschwache Hochdrucklage mit sehr geringen Wasserstandsdifferenzen längs der südlichen Ostseeküste. Deshalb wurden auch die Relativwerte des Hoch-

Abb. 7. Ergebnisse der Serienmessungen im September 1958 in der Kadett-Rinne

seepegels in die Darstellung der in Warnemünde gegenüber Normal Null (NN) registrierten Wasserstandskurve einbezogen.

Die Hochseepegelmessungen sind luftdruck- und dichtekorrigiert. Während der Meßperiode fiel der Luftdruck fast gleichmäßig um 8 mb. Durch Serienmessungen (Darstellung in Abb. 7) wurde die Änderung der mittleren Dichte erfaßt. Die dadurch verursachte Korrektur war bei der ruhigen Wetterlage klein. Sie lag im allgemeinen um 1 cm Wassersäule, nur am Ende der Auslegeperiode erreichte sie bei verstärktem Einstrom salzreichen Bodenwassers knapp — 4 cm WS.

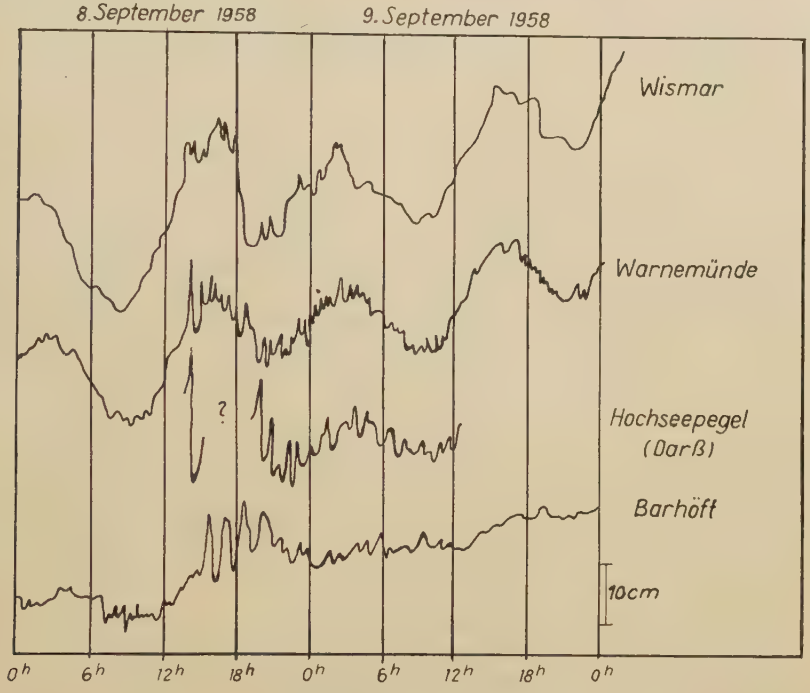


Abb. 8. Wasserstandsschwankungen nach Durchzug einer Gewitterböe längs der DDR-Küste

Der Verlauf des Wasserstandes wird klar von der halbtägigen Gezeitenwelle bestimmt, die aus der Nordsee kommend durch den Großen Belt und Fehmarn-Belt nach Osten in die Ostsee eindringt.

Der Unterschied der beiden Wasserstandsregistrierungen ist gering. Er liegt im Mittel bei 1,8 cm und erreicht maximal 4 cm. Die größten Abweichungen treten auffälligerweise gegen Ende des ersten Teiles der Registrierperiode auf. Möglicherweise sind diese Differenzen am Ende der ersten Auslegung auf ein allmähliches Einsinken des Pegelstuhles zurückzuführen.

Auch das ruckartige Einsetzen des Wasserstandsanstieges nach Ende des Niedrigwassers scheint auf einen Sinkvorgang des Pegels hinzudeuten.

Eine zweite Auslegung mit dem Gerät im Arkonabecken mußte wegen Windzunahme aufgegeben werden. Es wurde deshalb die seichte Prerowbucht angelaufen und das Gerät am 8./9. Sept. nochmals auf nur 7 m Wassertiefe eingesetzt. Das Ausbringen des Pegels geschah kurz vor Durchzug eines, die mecklenburgische Küste nach Osten entlangziehenden, Gewitters. Mit einem Windsprung von S auf WNW ging bei Einsetzen des Gewitters eine heftige Böe durch (in Warnemünde erreichte die Windgeschwindigkeit 22 m/s), die die an allen Küstenpegeln und auch vom Hochseepegel registrierten Seiches (Abb. 8) verursachte. Der Ausfall des Gleichstromaggregates an Bord des Schiffes zwang leider zu einer Unterbrechung der Registrierung, doch konnte das langsame Abklingen der angeregten Eigenschwingungen, die der halbtägigen Gezeitenwelle überlagert waren, gut registriert werden.

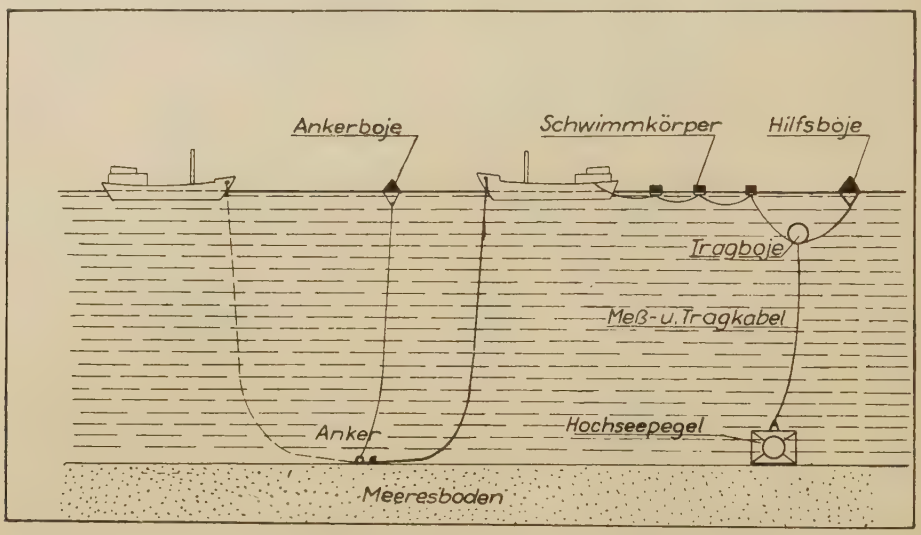


Abb. 9. Schema der Auslegung des fernregistrierenden Hochseepegels

Abschließend sei noch auf einige Schwierigkeiten bei der Auslegung des Pegels hingewiesen.

Sieht man von der Verwendung eines Heckankers ab, so läßt sich das Gerät — um bei Schiffsbewegungen vor Anker eine Vereinigung von Ankertrosse und Meßkabel bzw. einen Zug auf dem Pegel zu vermeiden — nur in Fällen geringer Richtungsänderungen von Wind und Strom einsetzen.

Mit der in Abb. 9 schematisch dargestellten Auslegemethode war es möglich, noch Schiffskursschwankungen von 180 ° ohne Gefahr für das Übertragungskabel durchzustehen. An dieser Stelle möchte ich besonders Kpt. G. HARMS, für seine Unterstützung und Beratung bei der Auslegung danken.

Eine Lösung des Auslegeproblemes wäre der Umbau des Gerätes auf drahtlose Übermittlung der Meßwerte zum Schiff, zumal sich im Unterwasserteil ausreichend Raum für Batterien befindet.

Ungeachtet der wetter- und strommäßig begrenzten Verwendbarkeit des neuen Hochseepegels kann aber die Entwicklung dieses sehr genau und zuverlässig arbeitenden Gerätes durch das Wissenschaftlich-Technische Büro für Gerätebau Berlin als eine sehr bedeutende Verbesserung der Wasserstandsmeßtechnik mit Hilfe von Hochseepegeln angesehen werden.

Literatur

[1] Bruns, E., Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane. Berlin 1953, S. 67/68.
[2] Geissler, H., Die deutschen Hochseepegel. Aus dem Archiv d. Deutschen Seewarte u. d. Marineobs, B. **61** (1941).
[3] Joseph, J., Meereskundliche Meßgeräte, in: Naturforschung und Medizin in Deutschland 1939/46, Bd. **18**, Geophysik, Teil II (1948) 179—192.
[4] Miehlke, O., Ein Beitrag zur Theorie des Hochseepegels. Ann. f. Hydr. H. 7 (1956).
[5] Pattullo, J., Munk, W., Revelle, R. und Strong, E., The seasonal oscillation in sea level. Journal of Marine Research **14** (1955) H. 1.
[6] Rauschelbach, H., Grundlagen für einen neuen Hochseepegel. Ann. für Hydr. u. Maritime Meteorol. **60**. (1932)
[7] Rauschelbach, H., Die Hochseepegelbeobachtungen im südlichen Kattegatt im Aug. 1931. Ann. f. Hydr. u. Maritime Meteorol. **62** (1934).
[8] Sager, G., Zur quasilinearen Abbildung im Rauschelbach-Hochseepegel. Ann. f. Hydr., H. 8 (1957).
[9] Sneshinski, W. A., Praktische Ozeanographie (Снежинский, В. А., Практическая океанография). Leningrad 1951, S. 264—279.

Ein ozeanologischer Längsschnitt durch die Ostsee vom 10.—13. Juli 1957

Von Peter Hupfer[1])

Zusammenfassung: Die Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt im Juli 1957 von Stralsund zum Landsorttief, der tiefsten Stelle der Ostsee, auf der neben den üblichen hydrographischen Faktoren auch die Strömungsrichtungen und -geschwindigkeiten gemessen wurden, werden mitgeteilt. Ausgehend von einer Analyse der Wassermassen mit Hilfe der TS-Beziehungen werden die Vertikalkurven der hydrographischen Faktoren für alle bereisten Stationen diskutiert und die Ergebnisse schließlich in Form von Vertikalschnitten dargestellt. Die Arbeit ergänzt ähnliche Untersuchungen von Wattenberg (1940) und Wüst (1955 und 1957).

1. Allgemeines

Im Juli 1957 unternahm das Vermessungsschiff „Joh. L. Krüger" des Seehydrographischen Dienstes der DDR eine Fahrt von Stralsund zum Landsorttief ($\varphi \approx 58°38'N, \lambda \approx 18°16'E$) und zurück, um Spezialkabel für einige in Entwicklung befindliche ozeanologische Geräte auf größeren Wassertiefen zu erproben. Diese Gelegenheit wurde wahrgenommen, um während der Hinfahrt vom 10. bis 12. Juli entlang eines Längsprofils durch die Ostsee ozeanographische Messungen durchzuführen.

Die Ergebnisse dieser Meßfahrt, die im folgenden mitgeteilt werden, ergänzen in mancher Hinsicht ähnliche Unternehmungen in den Jahren 1954 [1] und 1956 [2]. Die Lage der 12 Stationen zeigt die Abb. 1. An den Stationen 1—11 wurde geankert, um Strömungsmessungen ausführen zu können.

Das Wetter begünstigte die Arbeiten an Bord. Auf der Rückseite eines sich abschwächenden Tiefs über Norwegen wurden am 10. 7. nur Windstärken bis Bf. 2 gemessen. Nach einer anfänglichen Dünung aus SW wurde die See bald völlig ruhig, so daß in der Nacht vom 10./11. 7. und am Morgen des 11. 7. bei noch weiter abnehmendem Wind sogar Seegang 0 gegeben werden konnte. Zwischen einem sich ostwärts verlagernden Tief über den Britischen Inseln und einer Störung aus Südosten frischte der Wind im Laufe des 11. und 12. 7. wieder etwas auf, überschritt aber nicht Bf. 4. Auch während der Rückreise herrschte günstiges Wetter, so daß die gewonnenen Wasserproben ohne Schwierigkeiten untersucht

[1]) seinerzeit wissenschaftl. Mitarbeiter am damaligen Hydro-Meteorologischen Institut des SHD der DDR.

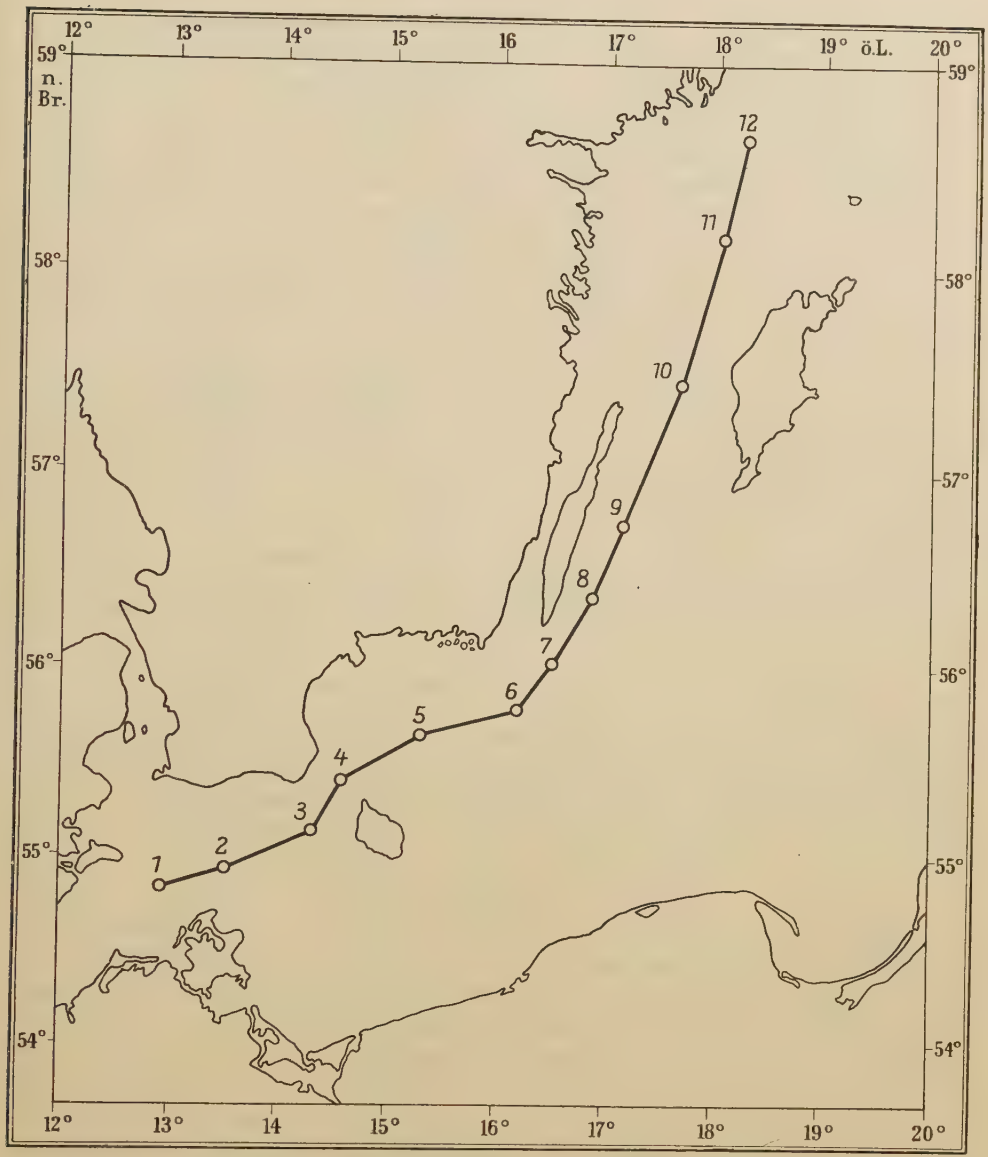


Abb. 1. Fahrtroute und Lage der Stationen

werden konnten. Die Messungen wurden in folgenden Tiefen durchgeführt: 0,5; 5; 10; 15; 20; 30; usw. alle 10 m; 80; 100; 125; 150; 200 m usw., sowie unmittelbar über dem Boden. Traten zwischen den angeführten Standardtiefen größere Temperaturdifferenzen auf, wurden zusätzliche Messungen zur besseren Erfassung der thermischen Schichtung eingeschaltet.

Die Wassertemperaturen wurden mit geschützten Tiefseeumkippthermometern (Fabrikation VEB Glaswerke Ilmenau) gemessen (Angleichzeit 10 Minuten) und die Reduktion nach dem üblichen Verfahren durchgeführt. Die Wasserprobenentnahme erfolgte mit Kippwasserschöpfern Typ DAE. Die Wasserproben wurden auf Salzgehalt und gelösten Sauerstoff untersucht. Der Salzgehalt wurde über den Chlorgehalt nach MOHR-KNUDSEN bestimmt. Zur Berechnung des Salzgehaltes dienten die Hydrographischen Tabellen von KNUDSEN. Die Dichte σ_t wurde den Tafeln von KALLE und THORADE [3] entnommen.

Die Bestimmung des im Wasser gelösten Sauerstoffes erfolgte nach der Methode von WINKLER. Die Sättigungswerte wurden nach KALLE [4] berechnet. Der O_2-Gehalt wurde nur an ausgewählten Tiefen bestimmt.

Für die Oberflächenstrommessungen wurden die Uraninmethode [5] oder eine Stromboje, wie sie auf Feuerschiffen Verwendung findet, benutzt. Unterhalb der Oberfläche erfolgte die Messung von Stromrichtung und -stärke mit EKMAN-MERZ-Strommessern. Die Meßzeit betrug jeweils 10 Minuten. Die gemessenen Stromrichtungen wurden für die obersten Meßtiefen durch Deviationskorrekturen verbessert.

Auf jeder Station und zu den synoptischen Terminen wurden außerdem meteorologische Messungen und Beobachtungen angestellt. In der Tabelle 1 sind die Meßergebnisse dieser Fahrt zusammengestellt (außer Strömungsmessungen).

2. Analyse der Wassermassen

Zur Analyse der verschiedenen Wassermassen wurden die Temperatur- und Salzgehaltswerte der einzelnen Stationen in TS-Diagramme [1] übertragen. Die TS-Diagramme (Abb. 2—5) enthalten auch die Linien gleicher Dichte σ_t; die Zahlen an den Meßpunkten bedeuten die Tiefe in Dekametern.

Arkonabecken:

Auf der Abb. 2 sind die TS-Kurven für die Stationen 1—3, die im Bereich des Arkonabeckens liegen, dargestellt. Die TS-Kurve der Station 1, die noch im flachen Gebiet östlich der Darßer Schwelle liegt, zeigt den Typus der engen und flachen Gewässer [1], d. h. nur eine zweifache Schichtung mit einem warmen und salzsarmen Oberflächenwasser I und einem kühleren und in unserem Falle nur wenig salzreicheren Bodenwasser II.

An allen anderen Stationen wurde eine kompliziertere mehrfache Schichtung festgestellt (Typus der großen und tiefen Becken). Wie sich aus der Betrachtung der TS-Kurven der Stationen 2 und 3 ergibt, ist die Schichtung innerhalb des Arkonabeckens unterschiedlich. Bei der Station 2, die im Zentralteil des Beckens liegt, erkennt man eine vierfache Schichtung: Oberflächenwasser I, ein kühles und salzarmes Zwischenwasser IV, ein wärmeres und salzreiches Tiefenwasser V und das nur wenig kühlere und salzreichere Bodenwasser VII. Am nordöstlichen Rand des Arkonabeckens (Stat. 3) befindet sich zwischen den Wasserkörpern I und IV ein relativ kaltes und salzarmes Wasser III (Rest des Winterwassers oder

TABELLE 1

Ergebnisse der Messungen an den Stationen des MS „Joh. L. Krüger" im Juli 1957

Tiefe	Temperatur	Salgehalt	Dichte	Gelöster Sauerstoff O_2	
m	t °C	S ‰	σ_t	ccm/l	Sätt.-Proz.
Station 1: 54° 49,6 N 12° 55,2′ E, 10. 7. 1957, 11—12 Uhr, Tiefe: 21 m, t_L = 17,9 °C, Wind: SSW 2,6 m/s					
0,5	17,26*	8,17**	5,04**	6,88**	104
5	16,78	8,24	5,18		
10	15,25	8,28	5,49	7,28*	106*
15	14,54	8,78	5,99		
20	11,30**	8,80*	6,48*	7,05	95**
Station 2: 54° 55,5′ N 13° 30,0′ E, 10. 7. 1957, 14—16 Uhr, Tiefe: 45 m, t_L = 20,1 °C, Wind: (SW) 1,0 m/s					
0,5	17,64*	7,88**	4,74**	6,96*	106*
5	16,65	7,92	4,96		
10	15,42	7,94	5,20		
15	14,17	7,99	5,44		
20	11,82	8,06	5,84		
25	10,09	8,39	6,32		
30	8,84**	9,04	6,93	6,64	85
35	10,96	11,02	8,25		
40	10,54	12,36	9,33		
44	10,31	12,36*	9,36*	5,70**	77**
Station 3: 55° 08,0′ N 14° 16,5′ E, 10. 7. 1957, 20—21 Uhr, Tiefe: 46 m, t_L = 18,2°C, Wind: SE 2,9 m/s					
0,5	17,78*	7,88**	4,71**	7,06	108*
5	16,45	7,88	4,96		
10	15,90	7,88	5,07	7,21	106
15	14,52	7,88	5,30		
20	12,60	7,97	5,67		
22,5	7,43**	8,10	6,31		
25	7,92	8,12	6,30		
30	8,82	8,22	6,30	7,66*	98
40	8,53	10,82	8,36		
45	10,49	12,97*	9,81*	5,34**	73**

TABELLE 1 (Fortsetzung)

Tiefe	Temperatur	Salzgehalt	Dichte	Gelöster Sauerstoff O_2	
m	t °C	S ‰	σ_t	ccm/l	Sätt.-Proz.
	Station 4: 55° 24,0′ N 14° 32,8′ E				
	10./11. 7. 1957, 23.30—00.30 Uhr				
	Tiefe: 60 m				
	t_L = 17,4 °C, Wind: (W) 0,6 m/s				
0,5	16,28*	7,70	4,86**	7,15	106
5	15,70	7,67**	4,94		
10	14,85	7,76	5,15	7,38	107*
12	13,34	7,76	5,39		
13	8,86	7,88	6,02		
14	8,34	7,88	6,07		
15	8,15	7,88	6,09		
20	6,84	7,94	6,24		
30	6,37	8,06	6,36	7,87*	94
40	5,05**	8,28	6,60		
50	5,58	9,42	7,48	6,84	81
57	8,72	11,60*	8,94*	5,54**	72**
	Station 5: 55° 39,2′ N 15° 18,8′ E				
	11. 7. 1957, 05.15—07.00 Uhr				
	Tiefe: 68 m				
	t_L = 17,2°C, Wind: (SW) 1,1 m/s				
0,5	16,37*	7,74**	4,88**	7,17	107
5	16,05	7,74	4,93		
10	15,84	7,74	4,97	7,35	108*
15	13,54	7,74	5,35		
20	10,43	7,81	5,82		
25	7,17	7,88	6,17		
30	6,61	8,01	6,31	8,11*	98
40	5,17	8,06	6,42		
50	4,64**	8,87	7,09	7,32	85
60	4,87	11,18	8,89		
66	6,48	14,16*	11,13*	0,96**	12**
	Station 6: 55° 46,7′ N 16° 10,6′ E				
	11. 7. 1957, 10.45—12.20 Uhr				
	Tiefe: 64 m				
	t_L = 16,1 °C, Wind: NNE 4,0 m/s				
0,5	15,01*	7,38**	4,83**	7,46	108*
5	14,36	7,38	4,93		
10	14,18	7,38	4,96	7,53	107
15	12,70	7,38	5,18		
16	11,19	7,38	5,38		
17	8,97	7,38	5,62		
18	5,49	7,38	5,87		
19	4,75	7,38	5,90		
20	4,66	7,38	5,90		
30	6,16	7,76	6,13	8,06*	96
40	5,16	7,97	6,36		
50	4,13**	8,59	6,88	7,21	82
62	5,16	13,59*	10,79*	1,40**	17**

TABELLE 1 (Fortsetzung)

Tiefe	Temperatur	Salzgehalt	Dichte	Gelöster Sauerstoff O_2	
m	t °C	S ‰	σ_t	ccm/l	Sätt.-Proz.
	Station 7: 56°01,4′ N 16°28,0 E 11. 7. 1957, 15.00—16.15 Uhr Tiefe: 49 m t_L = 16,0 °C, Wind: NNE 4,0 m/s				
0,5	15,05*	7,38**	4,82**	7,47**	108*
5	14,64	7,38	4,89		
10	13,13	7,38	5,12	7,75	108
15	10,95	7,47	5,49		
17	9,29	7,47	5,66		
20	6,67	7,48	5,89		
30	5,97	7,63	6,05	7,88*	94
40	5,52	7,94	6,31		
47	4,56**	8,15*	6,52*	7,52	87**
	Station 8: 56°22,0′ N, 16°51,5′ E 11. 7. 1957, 17.00—20.00 Uhr Tiefe: 63 m t_L = 15,7 °C, Wind: NNW 4,2 m/s				
0.5	15,36*	7,20**	4,64**	7,32	106*
5	15,38*	7,20	4,63		
10	13,45	7,29	5,01	7,53	105
15	9,22	7,30	5,54		
20	7,18	7,30	5,70		
30	5,15	7,38	5,88	8,00*	93
40	3,45	7,38	5,93		
50	4,00	7,85	6,30	7,04	80
61	3,41**	8,41*	6,75*	4,52**	51**
	Station 9: 56°44,0′ N 17°08,8′ E 11./12. 7. 1957, 23.00—01.00 Uhr Tiefe: 86 m t_L = 16,1 °C, Wind: NE 4,7 m/s				
0,5	15,95*	7,18**	4,52**	7,46	110*
5	15,92	7,18	4,53		
10	14,14	7,18	4,82	7,69	109
15	12,85	7,20	5,03		
18	10,30	7,23	5,37		
20	8,21	7,34	5,66		
30	5,12	7,34	5,85	8,36*	97
40	2,64	7,47	6,00		
50	2,57**	7,79	6,27	7,08	77
60	3,19	8,66	6,96		
70	4,04	9,89	7,94		
80	4,21	10,10	8,07	0,72	8
84	4,28	10,26*	8,21*	0,54**	6**

TABELLE 1 (Fortsetzung)

Tiefe	Temperatur	Salzgehalt	Dichte	Gelöster Sauerstoff O_2	
m	t °C	S‰	σ_t	ccm/l	Sätt.-Proz.
Station 10: 57°26,5′ N 17°40,0′ E 12. 7. 1957, 06.15—08.30 Uhr Tiefe: 93 m t_L = 16,8 °C, Wind: NNE 6,8 m/s					
0,5	15,79*	6,91	4,34	7,46	109
5	15,79	6,89**	4,32**		
10	14,52	6,89	4,54	7,69	110*
15	10,58	6,94	5,11		
18	7,42	7,07	5,52		
20	5,81	7,07	5,62		
30	3,51	7,25	5,83	8,83*	98
40	4,20	7,43	5,95		
50	3,55	7,43	5,96	8,51	95
55	2,88	7,56	6,07		
58	2,73	7,67	6,17		
60	2,34**	7,67	6,17		
62	2,37	7,88	6,34		
65	2,93	8,55	6,87		
70	3,51	9,22	7,39		
80	4,17	10,12	8,09	1,35	16
91	4,41	10,44*	8,34*	0,78**	9**
Station 11: 58°10,5′ N 18°01,6′ E 12. 7. 1957, 14.00—16.15 Uhr Tiefe: 148 m t_L = 17,4 °C, Wind: NE 4,5 m/s					
0,5	16,86*	6,87**	4,13**	7,22	108
5	16,74	6,87	4,15		
10	15,15	6,87	4,43	7,54	109
13	12,22	6,89	4,88		
15	9,72	6,94	5,21	8,57	111*
20	6,29	6,98	5,51		
30	3,77	7,23	5,80		
40	3,03	7,25	5,84		
50	2,19**	7,43	5,98	8,66*	94
60	2,47	8,03	6,46		
70	3,64	9,47	7,60		
80	4,22	10,23	8,18	1,23	14
100	4,50	10,63	8,48	0,80	9
125	4,56	10,81	8,63	0,68	8
146	4,61	10,90*	8,70*	0,68**	8**

TABELLE 1 (Fortsetzung)

Tiefe	Temperatur	Salzgehalt	Dichte	Gelöster Sauerstoff O_2	
m	t °C	S ‰	σ_t	ccm/l	Sätt.-Proz.
	Station 12: 58°38,2′ N 18°15,8′ E 12./13. 7. 1957, 22.00—01.00 Uhr Tiefe 420 m t_L = 16,3 °C, Wind: ENE 5,3 m/s				
0,5	15,69*	6,67	4,18	7,34	107*
5	15,69	6,47**	4,02**		
10	13,16	6,47	4,41	7,62	106
15	9,54	6,82	5,14		
17,5	6,04	6,85	5,43		
20	5,04	6,98	5,57		
30	3,43	7,20	5,79	8,77*	98
40	2,61	7,29	5,87		
50	2,24 **	7,52	6,05	8,17	88
60	3,14	8,75	7,03		
70	3,87	9,76	7,82		
80	4,20	10,17	8,13	1,53	18
100	4,90	10,63	8,46	1,08	13
125	4,67	10,93	8,71	0,87	10
150	4,73	10,99	8,76	0,85	10
200	4,68	11,08	8,83	0,87	10
250	4,75	11,11	8,85	0,75	9
300	4,90	11,18	8,89	0,52	6
400	4,97	11,20*	8,91*	(0,00)**	(0) **

* = Maxima
** = Minima

Einschub aus Bornholmbecken?). Unter dem Zwischenwasser IV breitet sich ein nur wenig kälteres, aber salzreicheres Tiefenwasser VI aus, das nach unten in das Bodenwasser VII übergeht.

In der Tabelle 2 sind die Ergebnisse der Untersuchungen von [1], [2] und [6] und 1957 zusammengestellt. Die Kompliziertheit der Schichtung durch die festgestellten intermediären Temperaturmaxima vom August 1956 macht eine Einordnung in das Schema der Tabelle 2 besonders schwierig.

In jedem Jahr ist zwar eine komplizierte mehrfache Schichtung vorhanden, jedoch weichen die Kenngrößen der einzelnen Wassermassen in den verschiedenen Jahren erheblich voneinander ab. Das „Baltische Winterwasser", wie Hela [6] das Zwischenwasser bezeichnet, ist im Gegensatz zum Folgejahr 1957 ausgesprochen warm. Das Tiefen- und Bodenwasser zeichnet sich 1956 und 1957 durch relativ hohe Temperaturen und niedrige Salzgehalte aus. Die 1957 erhöhten Salzwerte des Zwischenwassers deuten darauf hin, daß auch in diesem Sommer vertikale Mischungsvorgänge neben seitlicher Zufuhr das Arkonabecken zur hauptsächlichsten „Mischpfanne der ganzen Ostsee" [2] machen.

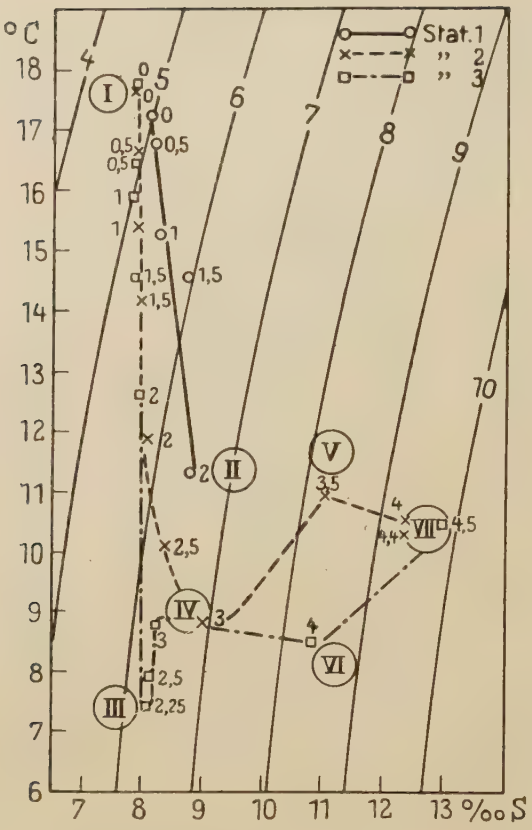


Abb. 2. TS-Diagramme für die Stationen 1—3 (Arkonabecken)

TABELLE 2

Sommerliche Wasserkörper des Arkonabeckens (Näherungswerte)

Wasserkörper	2. 7. 54 (1)		10. 8. 1956 (2)		10. 7. 1957		August 1958(6)	
	$t°$	$S‰$	$t°$	$S‰$	$t°$	$S‰$	$t°$	$S‰$
Oberflächenwasser	14,6	8,0	14—15	7,6—7,8	17,7	7,9	15,0	7,8
Zwischenwasser	5,2	8,0	8	8,5	8,8	8,2—9	4,5	8,0
kältestes Wasser	5,2	8,0	(4,6)	(8,4)	7,4	8,1	4,5	8,0
Tiefenwasser	(8,9)	(15,7)	12	10—13	(V) 11,0 (VI) 8,5	11,1 10,8	9,0	10,0
Bodenwasser	6,5	20,1	10	13—16	10,5	12—13	4,5	15,0

Bornholmbecken:

Im Bereich des westlichen Bornholmbeckens liegen die Stationen 4—7, deren TS-Kurven die Abb. 3 zeigt.

Bei Station 4 ist eine dreifache Schichtung vorhanden; warmes und salzarmes Oberflächenwasser liegt über dem kalten und salzarmen Zwischenwasser (Kern

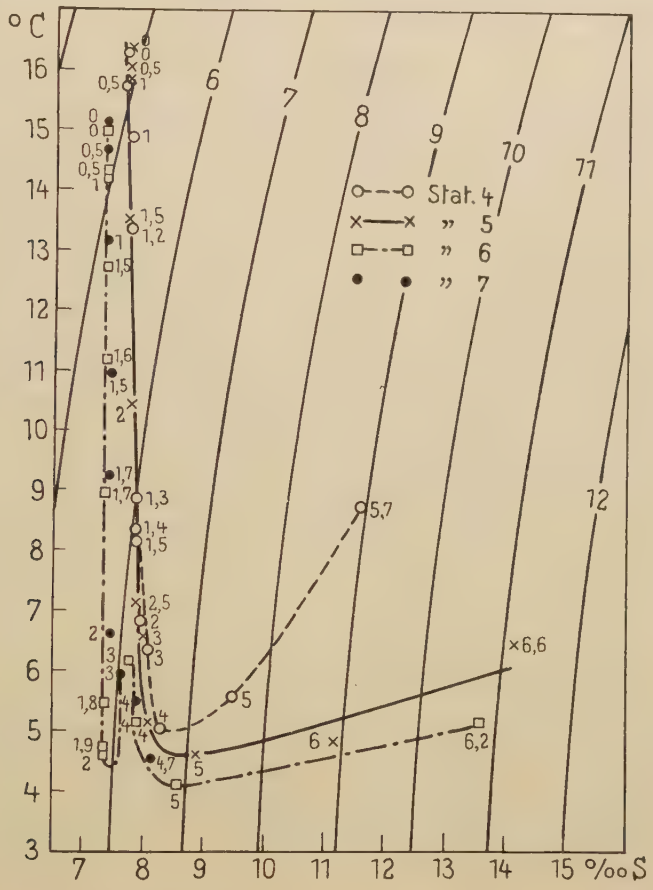


Abb. 3. TS-Diagramme für die Stationen 4—7 (Bornholmbecken)

in 40 m), das unten in das wärmere und salzreichere Bodenwasser übergeht. Einen ähnlichen Verlauf zeigt die TS-Kurve der Station 5, deren Bodenwasser jedoch salzreicher und kühler als das der Station 4 ist.

Im Verlauf der TS-Kurve von Station 6 fällt eine Schicht wärmeren und salzarmen Wassers in etwa 30 m Tiefe auf, das das Zwischenwasser teilt.

Die Station 7 im nördlichen Teil des westlichen Bornholmbeckens zeigt keine Besonderheiten. Vergleicht man auch hier die Ergebnisse von [1] und [2] mit

denen vom Juli 1957, so ergeben sich im Oberflächenwasser keine nennenswerten Unterschiede. Das kalte Zwischenwasser war 1957 wärmer und salzreicher als bei den vorhergegangenen Untersuchungen. Eine dreifache Schichtung des Bornholmbeckens scheint normal zu sein, d. h. das Zwischenwasser geht nach unten in das wärmere und salzreiche Bodenwasser über. Ein Vergleich der Bodenwasser der verschiedenen Jahre ist wegen Fehlens einer Station an der tiefsten Stelle des Beckens im Juli 1957 nicht möglich.

Gotlandbecken:

Die TS-Kurven für die Stationen 8—12, die im wesentlichen Gotlandbecken liegen, sind auf Abb. 4 und 5 dargestellt.

Die normale Schichtung finden wir bei den Stationen 9, 11 und 12. Hier verläuft die TS-Kurve vom Oberflächenwasser geradlinig bis zum Kern des Zwischenwassers. Von da ab nehmen die Temperaturen bei wachsendem Salzgehalt bis zum Bodenwasser zu. Bei Station 10 ist der normale Verlauf durch den Einschub eines wärmeren Wasserkörpers in ca. 40 m gestört, der in der Kurve als intermediäres Temperaturmaximum erscheint. Auch bei der Station 8, die im südlichen Teil des westlichen Gotlandbeckens liegt, ist der normale Verlauf der TS-Beziehung durch einen wärmeren und etwas salzigeren Wasserkörper in 50 m Tiefe gestört.

Da die Veränderungen der hydrographischen Faktoren im Gotlandbecken viel geringer sind und langsamer verlaufen als im Bornholmbecken oder gar im Arkonabecken, ist die Übereinstimmung unserer Messungen mit den Untersuchungen aus den Jahren 1954 [1] und 1956 [2] gut. Beim Vergleich fallen besonders die niedrigen Temperaturen des Zwischenwassers im August 1956 auf, zweifellos eine Folge des strengen Eiswinters 1956.

3. Die Vertikalkurven der hydrographischen Faktoren

Auf den Abb. 6—11 ist der vertikale Verlauf der hydrographischen Faktoren Salzgehalt (S), Wassertemperatur (t), Strömungsgeschwindigkeit (Str) und die Sättigungsprozente des gelösten Sauerstoffes (O_2) dargestellt. Die Stromversetzungsrichtungen sind für die einzelnen Tiefen an den Vertikalkurven der Strömungsgeschwindigkeit vermerkt.

Arkonabecken:

Die Station 1 (Abb. 6) zeigt keine Besonderheiten. In den obersten Schichten ist das Wasser an Sauerstoff übersättigt. In allen Tiefen herrscht Einstrom zur Ostsee, wobei in 10 m Tiefe mit 31 cm/sec die höchste Stromgeschwindigkeit gemessen wurde. Zum Boden hin nimmt die Stromgeschwindigkeit gleichmäßig ab. Der Temperaturverlauf bei Station 2 (Abb. 6) weist eine gleichmäßige Abnahme der Temperaturen von der Oberfläche bis 30 m auf, eine thermische Sprungschicht ist jedoch nicht festzustellen. Die Sauerstoffsättigung nimmt zum Boden hin ab,

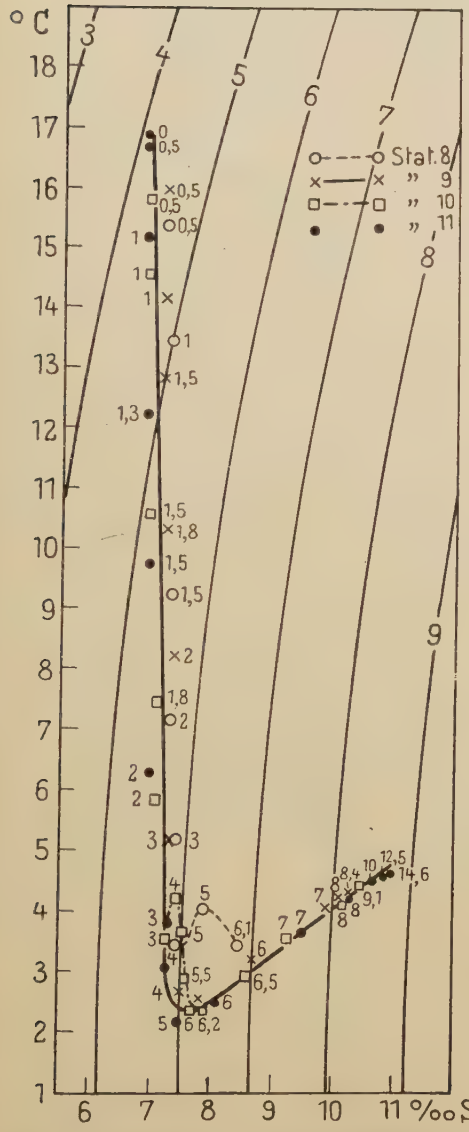


Abb. 4. TS-Diagramme für die Stationen 8—11 (Gotlandbecken)

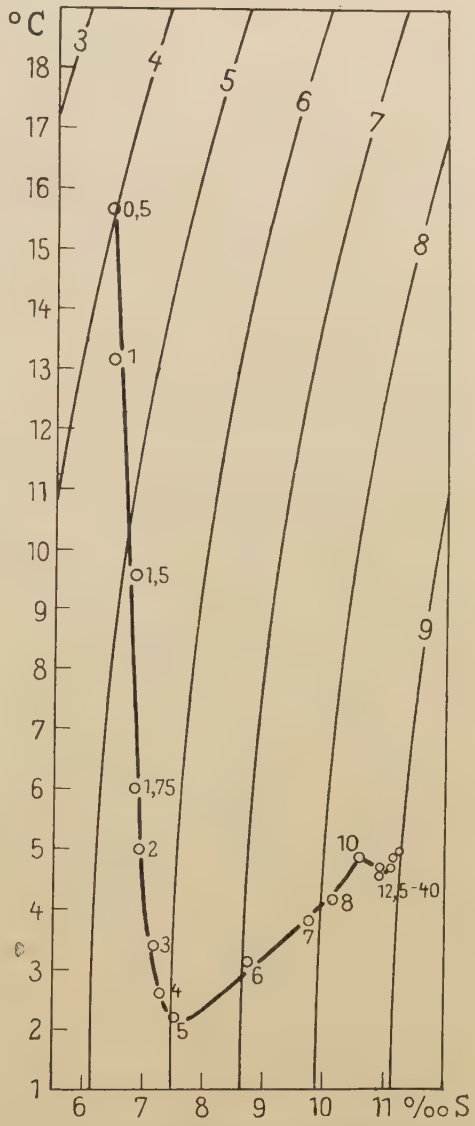


Abb. 5. TS-Diagramm für Station 12 (Landsorttief)

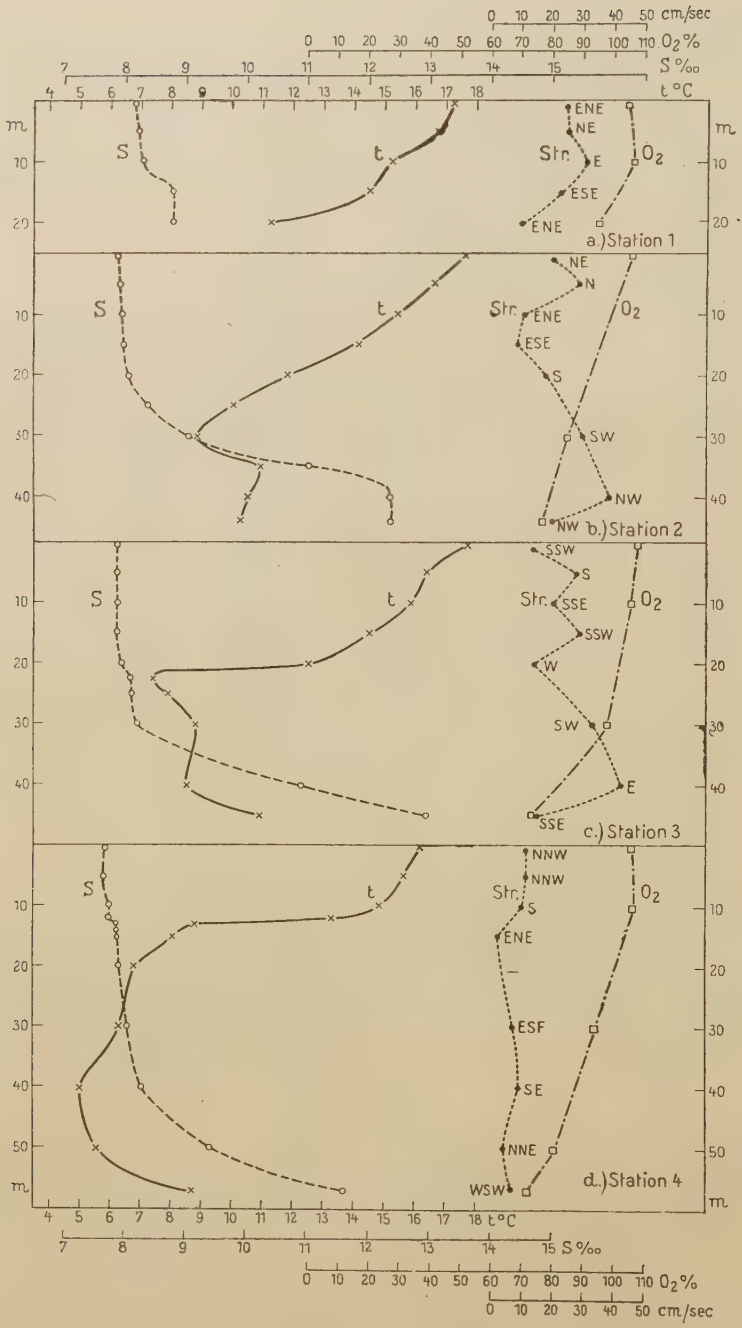


Abb. 6. Vertikalkurven der Stationen 1—4

beträgt am Boden jedoch noch 77%. Mit dieser Verteilung ist ein interessanter Strömungsverlauf verbunden. Von der Oberfläche bis 15 m Tiefe setzt der Strom in östliche bzw. nördliche Richtungen, wobei die Stromgeschwindigkeit mit 29 cm/sec in 5 m Tiefe ein Maximum erreicht und von da bis 15 m auf 9 cm/sec absinkt. Mit Rechtsdrehen der Strömung nimmt unterhalb 15 m die Stromgeschwindigkeit wieder zu, bis sie in 40 m Tiefe den Höchstwert von 39 cm/sec erreicht, zum Boden hin nimmt sie wieder ab. Eine gut ausgebildete thermische Sprungschicht wurde bei Station 3 (Abb. 6) angetroffen. Zwischen 20 und 22,5 m nimmt die Temperatur um 5,17 °C ab. Daß dieser schroffe Temperaturunterschied bereits den Charakter einer Sperrschicht für vertikale Austauschvorgänge angenommen hat, wird durch die zwar geringe, aber deutlich nachweisbare Erhöhung des Salzgehaltes in dieser Tiefe bestätigt. Auf die Erscheinung, daß der Salzgehalt unterhalb der thermischen Sprungschicht eine deutliche Zunahme infolge des unterbrochenen Salzstromes von der Tiefe nach der Oberfläche erfährt, hat bereits Wattenberg [7] hingewiesen. In unserem Fall beträgt die Zunahme 0,13‰ von 20 bis 22,5 m. Der weitere Verlauf der Temperatur- und Salzgehaltskurve zeigt wie schon bei Station 2 die bereits bei der Diskussion der TS-Kurven festgestellten Verhältnisse in der Schichtung der Wassermassen. Die Sauerstoffsättigung nimmt bei Station 3 zum Boden hin ab, beträgt dort aber immer noch 73%. Bei dieser Station wurde der höchste absolute Sauerstoffgehalt in 30 m Tiefe mit 7,66 ccm/l (Tab. 1) festgestellt. Soweit man anhand der 2 Stationen in diesem Gebiet eine Aussage machen kann, war das Arkonabecken 1957 besser durchlüftet als zur Zeit der 1956 [2] durchgeführten Untersuchung. Außerordentlich beachtenswert ist wiederum der vertikale Strömungsverlauf. In der Oberflächenschicht bis 15 m setzt der Strom mit wechselnder Geschwindigkeit in südliche Richtung. Unterhalb einer stromschwachen Schicht in etwa 20 m Tiefe steigt die Stromgeschwindigkeit rasch an. In 40 m wurde ein Oststrom von 43 cm/sec (Beständigkeit = 1!) gemessen. In 30 m Tiefe setzt der Strom wie bei Station 2 nach SW, während die Messungen in 40 m und am Boden größere Richtungsdifferenzen zeigen. Die Ergebnisse der Strommessungen deuten an, daß in den tieferen Schichten des Arkonabeckens eine eigene starke Zirkulation besteht. So ist bei beiden Stationen in etwa 30 m Tiefe eine Stromversetzung von ca. 30 cm/sec nach SW nachzuweisen, während darunter an den Stationen bei verschiedenen Richtungen die höchsten Stromgeschwindigkeiten gemessen wurden. Wenn auch die Strommessungen selbst durch die günstige Wetterlage als gelungen und die Werte demnach als reell anzusehen sind, so reicht die Kenntnis der Stromverhältnisse an zwei Stationen natürlich nicht aus, um eine mögliche Hypothese der Zirkulation in der Tiefe des Arkonabeckens — z. B. eine antizyklonale Wasserbewegung in 40 m-Niveau — zu entwerfen. Die Ergebnisse der Strommessungen beweisen jedoch erneut die komplizierte Dynamik des Arkonabeckens. Damit wird die Notwendigkeit unterstrichen, die ozeanographischen Aufnahmen dieses Gebietes durch Strommessungen zu ergänzen, wenn möglich mit modernen, registrierenden Strömungsmessern, um Einblick in die Feinstruktur der vertikalen Strömungsverteilung zu bekommen.

Bornholmbecken:

Im Bornholmbecken (Stat. 4, Abb. 6) sind die beobachteten Strömungen sehr schwach. In der Oberflächenschicht beträgt die Geschwindigkeit nur wenig über 10 cm/sec, in den tieferen Schichten bleibt sie immer unter 10 cm/sec. Bei Station 4 fällt wieder die gut ausgebildete thermische Sprungschicht auf (4,48° Abnahme von 12 bis 13 m), unter welcher wiederum eine deutliche Salzgehaltszunahme festgestellt wurde. Unter der Sprungschicht nimmt die Temperatur langsam weiter ab und erst unterhalb 40 m zum Boden hin wieder zu. Die Sauerstoffsättigung nimmt ab 10 m gleichmäßig nach unten ab, beträgt aber am Boden noch ca. 70%. Die höchsten Sauerstoffwerte (ccm/l) besitzt das kalte Zwischenwasser.

Im Temperaturverlauf ähnlich ist die Station 5 (Abb. 7), die eine mehr kontinuierliche Temperaturabnahme von der Oberfläche bis in 50 m aufweist. Bei dieser Station konnte eine thermische Sprungschicht nicht erfaßt werden. Zwischen 10 und 25 m ist sie lediglich durch einen erhöhten Temperaturgradienten angedeutet. Die Sauerstoffsättigung geht unterhalb der gut durchlüfteten Oberschicht (bis 50 m) bis zum Boden auf 12% zurück. Auch hier wurde innerhalb des kalten Zwischenwassers der höchste absolute Sauerstoffgehalt festgestellt. Bei Station 5 wurden in der oberflächennahen Schicht (bis 15 m) wieder stärkere Strömungen nach östlichen Richtungen gemessen. Unterhalb 30 m, wo die Stromgeschwindigkeit bis auf 6 cm/sec abnimmt, setzt der Strom mit Geschwindigkeiten um 12 cm/sec nach S bzw. nach NNE in Bodennähe.

Die vertikale Temperaturverteilung der Station 6 (Abb. 7) ist wieder durch eine starke Abnahme der Temperatur zwischen 15 und 20 m gekennzeichnet. Die maximale Abnahme der Temperaturen beträgt 5,70° zwischen 16 und 18 m. Unterhalb der Sprungschicht nimmt die Temperatur wieder zu (bis 30 m), erreicht ihren tiefsten Wert in 50 m Tiefe und nimmt von da ab zum Boden hin wieder zu. Der vertikale Salzgehaltsverlauf zeigt hier nicht den Sprungschicht-Effekt. Ähnlich wie bei Station 5 nimmt auch hier die Sauerstoffsättigung unterhalb 50 m stark ab und erreicht am Boden 17%. Die Strömungsgeschwindigkeiten sind von der Oberfläche bis zum Boden gering. Während in der Oberflächenschicht westliche und südliche Stromkomponenten auftreten, setzt der Strom zwischen 20 und 30 m nach NNE bzw. NE, darunter nach ESE bzw. SE.

Keine nennenswerten Besonderheiten weist die flachere Station 7 (Abb. 7) auf. Die Stromgeschwindigkeiten sind in allen Tiefen gering und liegen mit Ausnahme der Oberflächenschicht unter 10 cm/sec. Auch hier kann anhand der Stromrichtung ein Ober- (nach westlichen Richtungen) und ein Unterstrom (nach nördlichen Richtungen) unterschieden werden.

Gotlandbecken:

Bei Station 8 (Abb. 8) nimmt die Temperatur verhältnismäßig kontinuierlich bis zu 40 m Tiefe ab, darunter erfolgt bei gleichzeitiger Salzgehaltszunahme ein leichter Temperaturanstieg und zum Boden hin wieder Abnahme. Die Sauerstoff-

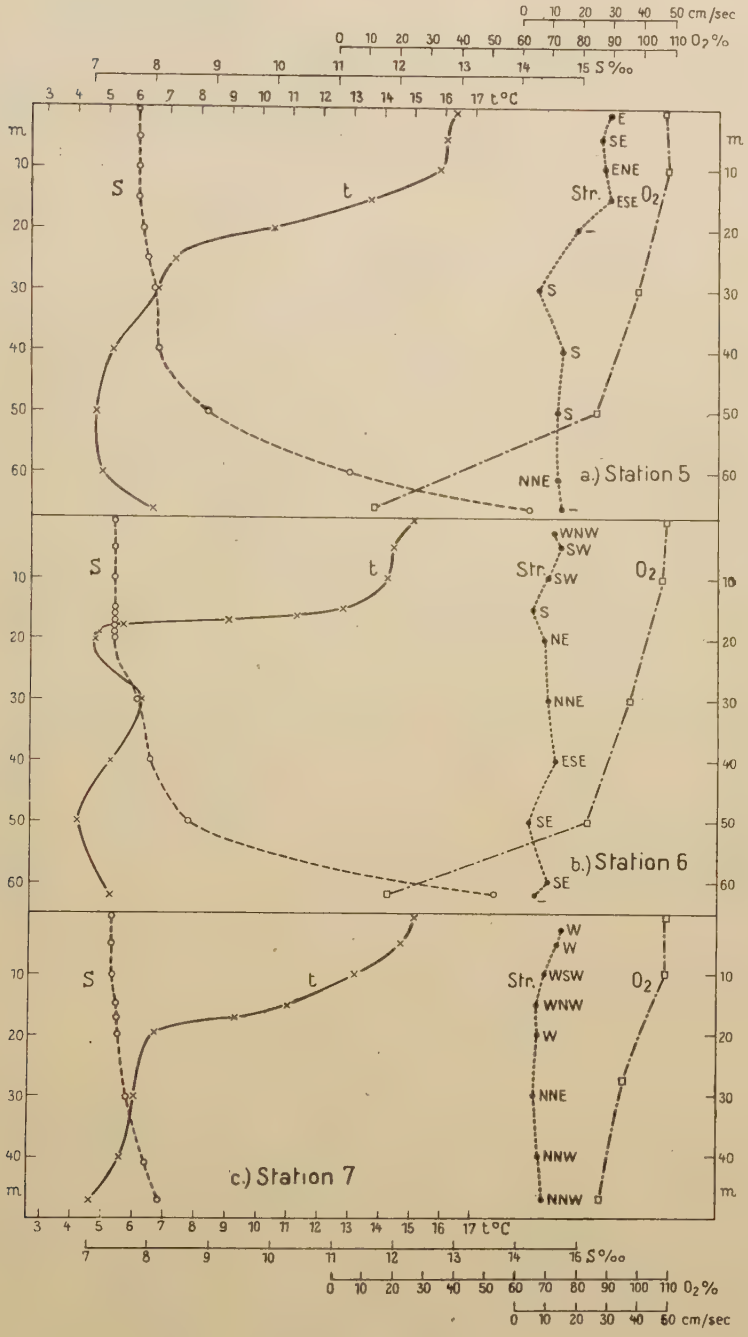


Abb. 7. Vertikalkurven für die Stationen 5—7

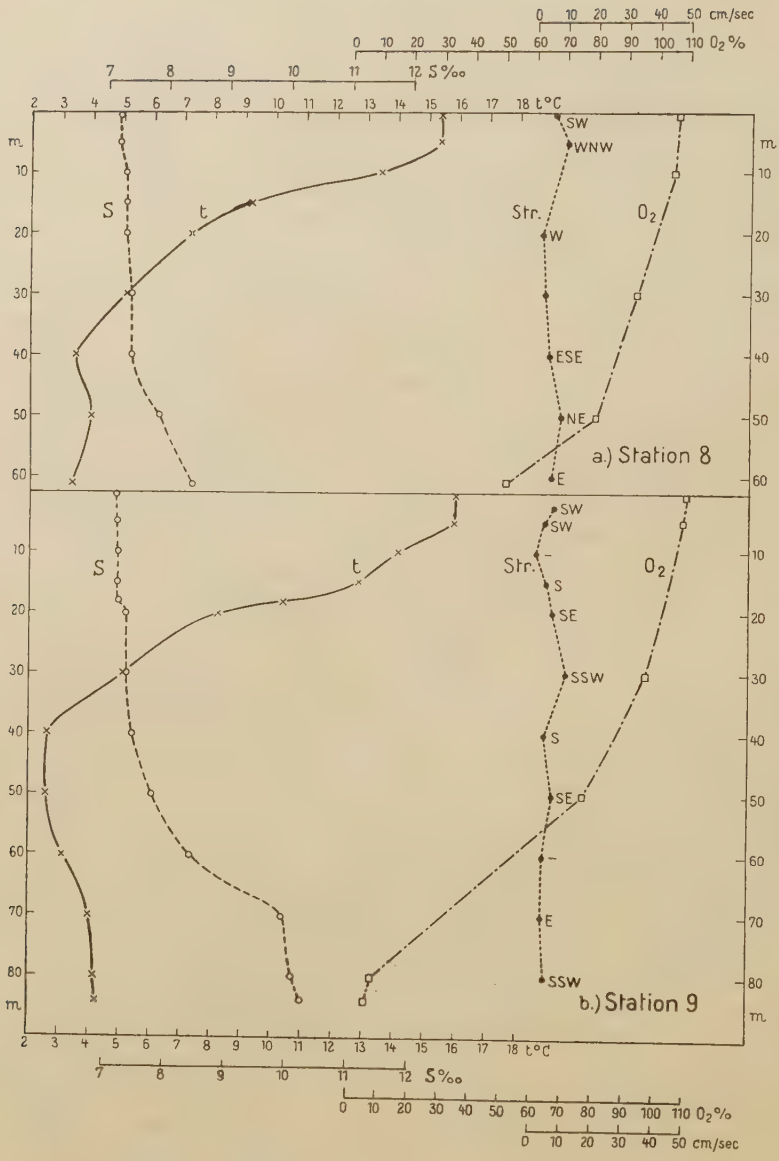


Abb. 8. Vertikalkurven für die Stationen 8 und 9

sättigung beträgt am Boden 51 %, was auf eine bessere Durchlüftung als in gleicher Tiefe im Bornholmbecken hinweist. Das absolute Sauerstoffmaximum wird in der kältesten Schicht beobachtet. Die Stromgeschwindigkeiten sind in allen Tiefen gering. In der oberen Schicht sind westliche Stromkomponenten bestimmend, in der unteren dagegen östliche.

Die stärkste Temperaturabnahme wurde bei Station 9 (Abb. 8) zwischen 18 und 20 m festgestellt, wo wiederum eine charakteristische kleine Salzgehaltszunahme den unterbrochenen vertikalen Austausch anzeigt. Wie schon bei den anderen Station besitzt der O_3-Gehalt (ccm/l) in etwa 30 m sein Maximum, während die O_3-Sättigung von der Oberfläche (über 100%) bis zum Boden abnimmt und dort 6% erreicht. Die Stromgeschwindigkeiten bleiben bei wechselnden Richtungen in allen Tiefen gering.

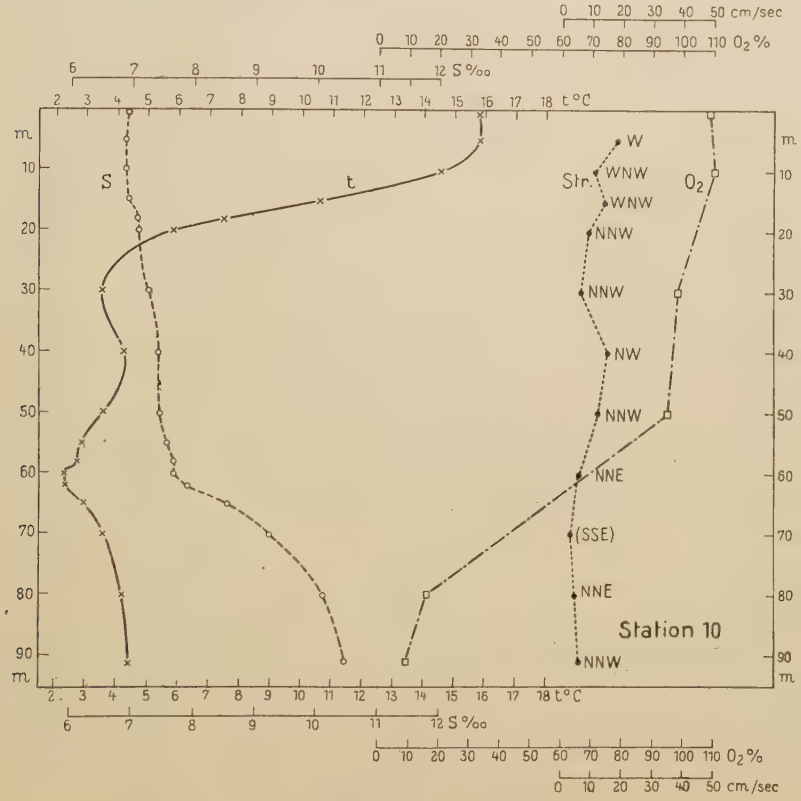


Abb. 9. Vertikalkurve der Station 10

Bei Station 10 (Abb. 9) kommt es unterhalb der Übergangsschicht zum kalten Wasser wieder zu einem Temperaturanstieg, bevor das Temperaturminimum in 60 m Tiefe mit 2,34° erreicht wird. Die Sauerstoffverteilung ist ähnlich derjenigen an Station 9. In 10 m Tiefe wurde eine Übersättigung von 110% festgestellt. Der Oberflächenstrom (bis 15 m) setzt an dieser Station mit Werten um 10—20 cm/sec nach Westen, darunter in nördliche Richtungen, wobei die Stromgeschwindigkeiten in 40 und 50 m (wärmere Zwischenschicht) auf über 10 cm/sec zunehmen.

Die vertikale Temperaturverteilung bei Station 11 (Abb. 10) zeigt eine Abnahme von der Oberfläche bis zum Minimum in 50 m, von wo ab die Temperatur zum

Boden hin langsam wieder zunimmt. Beim Sauerstoff treten auch hier in den obersten Schichten bedeutende Übersättigungen auf. Unterhalb 80 m ist die Änderung aller hydrographischen Faktoren nur noch gering. Der Strom setzt in fast allen Tiefen in Richtungen W bis N, wobei die Geschwindigkeiten außer an der Oberfläche wiederum in 30—50 m über 10 cm/sec liegen.

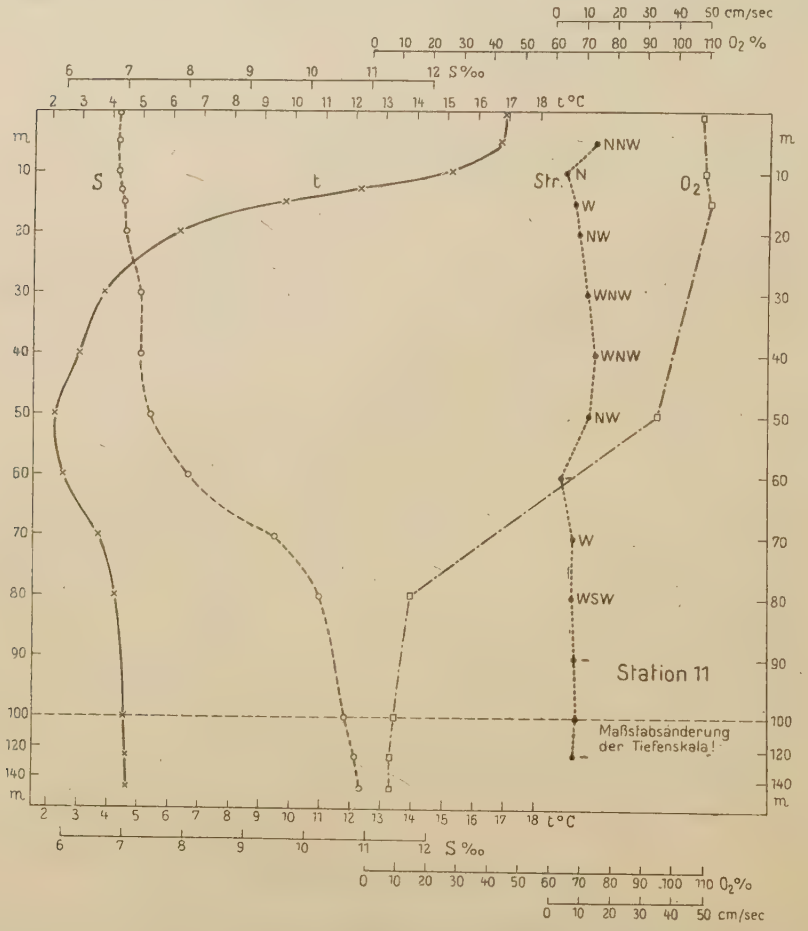


Abb. 10. Vertikalkurve der Station 11

Die vertikale Verteilung der hydrographischen Faktoren im Landsorttief (Station 12) zeigt Abb. 11. Wie in geringerem Maße schon bei Station 10, ist die Schichtung in den obersten Schichten labil, hervorgerufen durch einen geringeren Salzgehalt in 5 und 10 m im Vergleich zur Oberfläche. Temperatur- und Salzgehaltsverlauf zeigen die gewohnten Züge, genauso der Sauerstoffgehalt. Unterhalb 80 bzw. 100 m sind die Änderungen aller Elemente sehr gering. Am Boden (400 m) ist kein Sauerstoff mehr vorhanden (die Wasserprobe roch stark nach Schwefel-

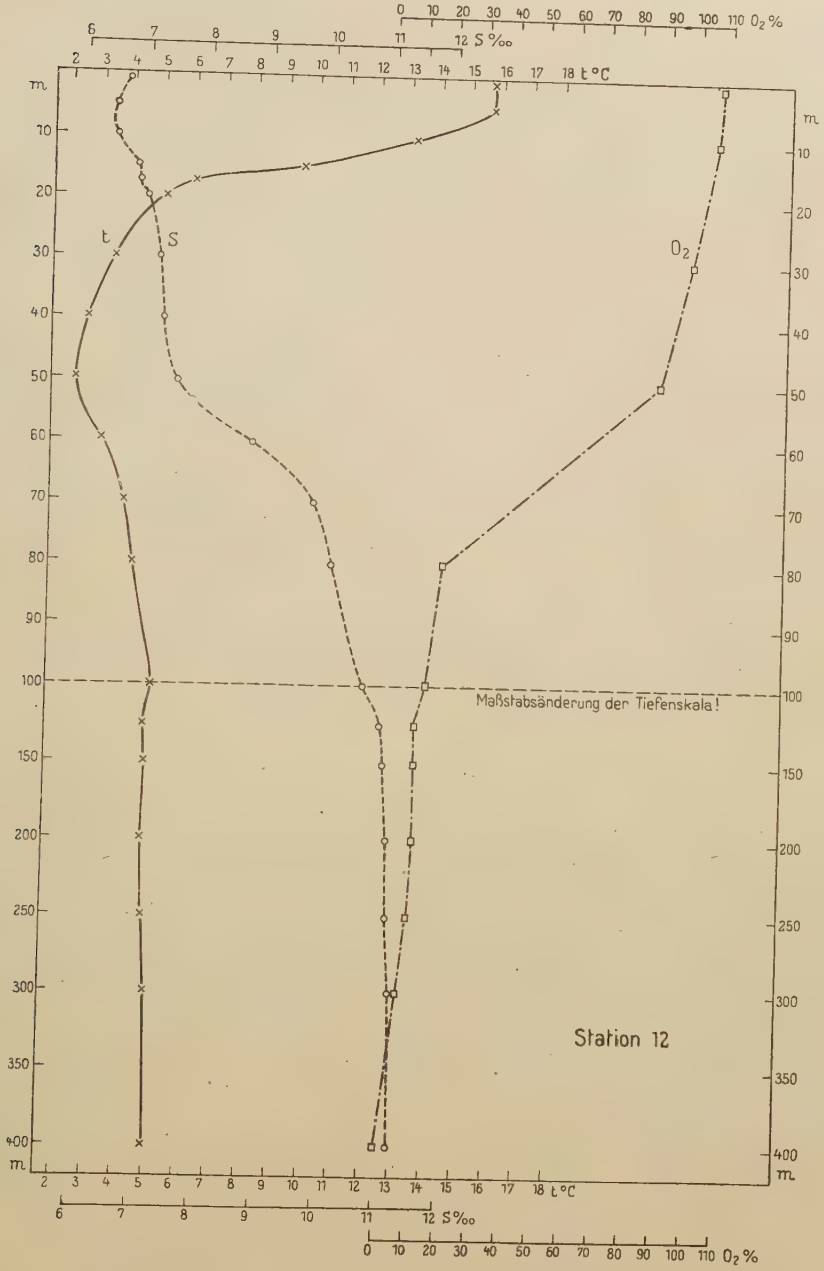


Abb. 11. Vertikalkurve der Station 12

wasserstoff und zeigt nach Hinzufügung der Reagenzien keinerlei charakteristische Färbung). Da an dieser Station nicht geankert werden konnte, entfielen die Strommessungen.

Zusammenfassend zur Betrachtung der vertikalen Verteilung der ozeanographischen Faktoren kann man sagen, daß sie die Erkenntnisse der Wassermassenanalyse bestätigt und ergänzt. Die thermische Sprungschicht war an den bereisten Stationen verschieden gut ausgebildet. Der Salzgehalt zeigte unterhalb der Sprungschicht an einigen Stationen eine geringe, aber deutlich nachweisbare Zunahme. Dieser Sprungschichteffekt des Salzgehaltes ist verschieden stark ausgeprägt und fehlt manchmal trotz Vorhandensein der thermischen Sprungschicht. Die aus der WATTENBERGschen Arbeit [7] ersichtlichen Werte liegen höher als die bei der vorliegenden Untersuchung ermittelten. Es ist möglich, daß die Größe des Sprungschichteffektes des Salzgehaltes vom Alter der thermischen Sprungschicht abhängt. Je länger die Sprungschicht schon existiert, desto ausgeprägter müßte der Salzgehaltseffekt sein, wenn man seine Ursache in dem durch die Dichtesperrschicht unterbrochenen Salzstrom von den tieferen Schichten zur Oberfläche sieht. Weitere Feinheiten der thermischen oder halinen Schichtung konnten bei dieser Untersuchung nicht erfaßt werden, da ausschließlich „klassische" Meßmethoden der Ozeanographie zur Anwendung kamen.

4. Vertikalschnitte

Ein umfassenderes Bild der Verhältnisse entlang des befahrenen Profils vermitteln die Vertikalschnitte, die für Temperatur, Strömung, Salzgehalt und Sauerstoffsättigung gezeichnet wurden.

Temperatur:

Auch im Juli 1957 weist die Verteilung der Temperaturen (Abb. 12) jene charakteristischen Züge auf, die für die Sommermonate typisch sind und die auch schon von früheren Untersuchungen her bekannt sind [1, 2, 7]. Die thermische Übergangszone, die die warme Deckschicht ($> 14°$) von den kälteren Wasserkörpern trennt, hat einen leicht welligen Verlauf und steigt nach Norden zu leicht an. Nur an einigen Stellen ist sie zur Sprungschicht entwickelt. Eine eindeutige Zuordnung des Verlaufes der thermischen Übergangsschicht zur Bodentopographie kann nicht getroffen werden.

Im Arkonabecken schließt sich an die sehr aufgeblätterte Übergangsschicht eine kühlere Wassermasse mit 8,8 °C in 30 m Tiefe an. Darunter lagert ein wärmerer und salzreicherer Wasserkörper mit Temperaturen von fast 11° in 40 m Tiefe. Ein ausgeprägter Rest der winterlichen Abkühlung ist in diesem Jahr im Arkonabecken also nicht vorhanden.

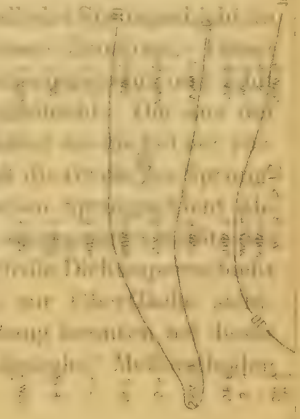
Im Bornholmbecken dagegen nimmt die Temperatur bis zum Kern des intermediären Temperaturminimums in 50 m Tiefe (4—5 °C) ab. Zum Boden hin steigen die Temperaturen wieder erheblich an. Auch im Bornholmbecken liegen die Werte des intermediären Temperaturminimums 1957 höher als in anderen

Bild 2. Ozeanologischer Längsschnitt durch die Ostsee von 10.–13.

Beobachtung der Reagenzien keinerlei charakteristische
gemessen werden konnte, entfielen die Strom-

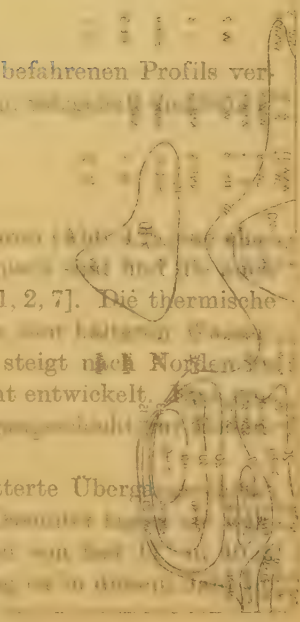
Beobachtung der vertikalen Verteilung der ozeanographi-

Die thermische Sprungschicht war an den bereisten Stationen



4. Vertikalschnitte

ein anschauliches Bild der Verhältnisse entlang des befahrenen Profils ver-
Darstellung gezeichnet wurden.



Temperatur

sehen von früheren Untersuchungen her bekannt sind [1, 2, 7]. Die thermische
Kattegat hat einen leicht welligen Verlauf und steigt nach Norden
einigen Stellen ist sie zur Sprungschicht entwickelt.
nicht getroffen werden.
schließt sich an die sehr aufgeblätterte Über

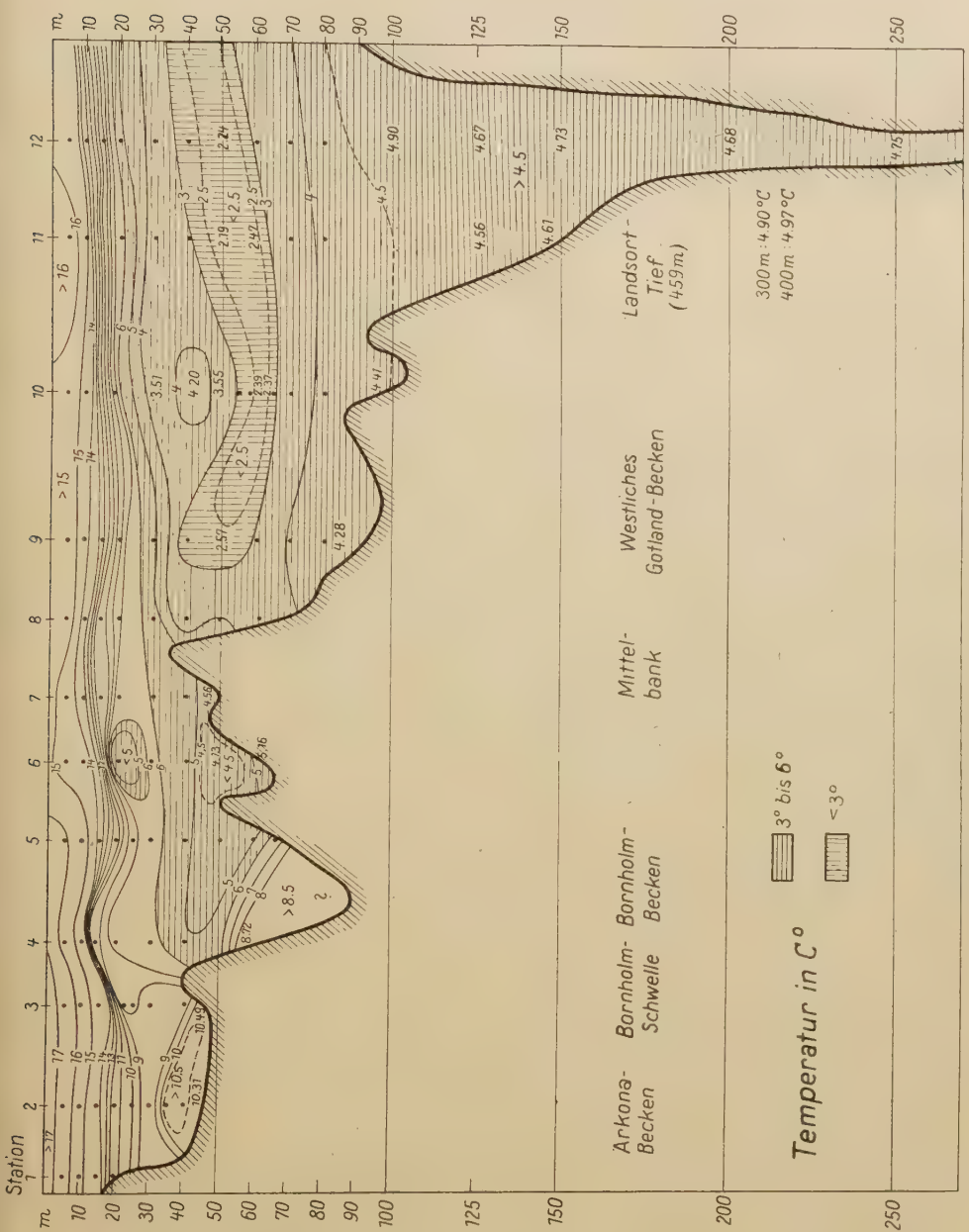


Abb. 12. Vertikalschnitt der Wassertemperatur mit Deckblatt der Strömungsverhältnisse

Jahren. Bei Station 6 existiert ein von den weiter unten liegenden Schichten deutlich getrennter Kaltwasserkörper mit unter 5° in 20—30 m direkt unter der Sprungschicht.

Auch im Gotlandbecken ist der Rest der winterlichen Abkühlung in ca. 40 bis 60 m Tiefe mit über 2 °C wärmer als 1956. Bei Station 10 wurde in 40 m Tiefe eine Temperaturinversion innerhalb der kalten Schichten mit einem intermediären Maximum von 4,2 °C festgestellt. Unter dem Kern des kältesten Wassers nimmt die Temperatur zum Boden hin langsam zu.

Strömung:

Das Deckblatt zur Abb. 12 ermöglicht es, die Verteilung der Stromgeschwindigkeit und -richtung im Zusammenhang mit der thermischen Schichtung zu betrachten.

Am auffälligsten sind die bereits erwähnten Stromverhältnisse im Arkonabecken. In der warmen Deckschicht setzen Strömungen bis 30 cm/sec. Im Tiefenbereich der stark aufgeblätterten thermischen Übergangsschicht geht die Stromgeschwindigkeit zurück, teilweise bis unter 10 cm/sec. In 30 m Tiefe — der Tiefe des kältesten Wassers im zentralen Arkonabecken — verläuft der Strom wiederum mit einer Geschwindigkeit von ca. 30 cm/sec nach Südwesten, was auf eine Kaltwasseradvektion aus dem Bornholmbecken hindeuten könnte. Ihr Maximum mit ca. 40 cm/sec erreicht die Strömung in der darunter liegenden wärmeren und salzreicheren Wassermasse (in 40 m). Wie bereits bei der Diskussion der Vertikalkurven erwähnt wurde, kann man aus diesen Verhältnissen auf eine eigene starke Zirkulation in der Tiefe des Arkonabeckens schließen. WÜST kommt in [2] auf Grund der Betrachtung des Isothermenverlaufs des Arkonabeckens zu dem Schluß, „daß das über die Darßer Schwelle mit dem salzreichen Bodenstrom eindringende wärmere ($> 10°$) Wasser in der Mitte des Arkonabeckens eingewirbelt wird, dabei durch Aufsteigen die thermische Sprungschicht auflöst und einen kälteren Wasserkörper ($< 8°$) in 20—30 m Tiefe von der Verbindung mit den Ausläufern des weitverbreiteten winterlichen intermediären Temperatur-Minimums ($< 5°$) abriegelt". Die 1957 gemessenen Strömungen zeigen, daß eine solche Verwirbelung auch in anderen Jahren zu bestehen scheint und mit erheblichen Stromgeschwindigkeiten verknüpft ist.

Die Dynamik des Bornholmbeckens ist bedeutend geringer. Ein beträchtlicher Strom läuft nur in der oberen Schicht, darunter geht er auf < 10 cm/sec zurück. Im Tiefenbereich des intermediären Temperaturminimums jedoch nimmt die Stromgeschwindigkeit wieder bis 14 cm/sec zu.

Ähnlich sind die Verhältnisse im Gotlandbecken. Auch hier hat der Unterstrom sein Maximum (15 cm/sec) zwischen 25 und 50 m unmittelbar über dem Temperaturminimum. Die verschiedenen Richtungen der meist schwachen Strömungen sollen hier nicht diskutiert werden. Um einigermaßen verläßliche Angaben machen zu können, muß entlang mehrerer solcher Schnitte (und quer dazu!) synchron gemessen werden und die Ergebnisse synoptisch ausgewertet werden.

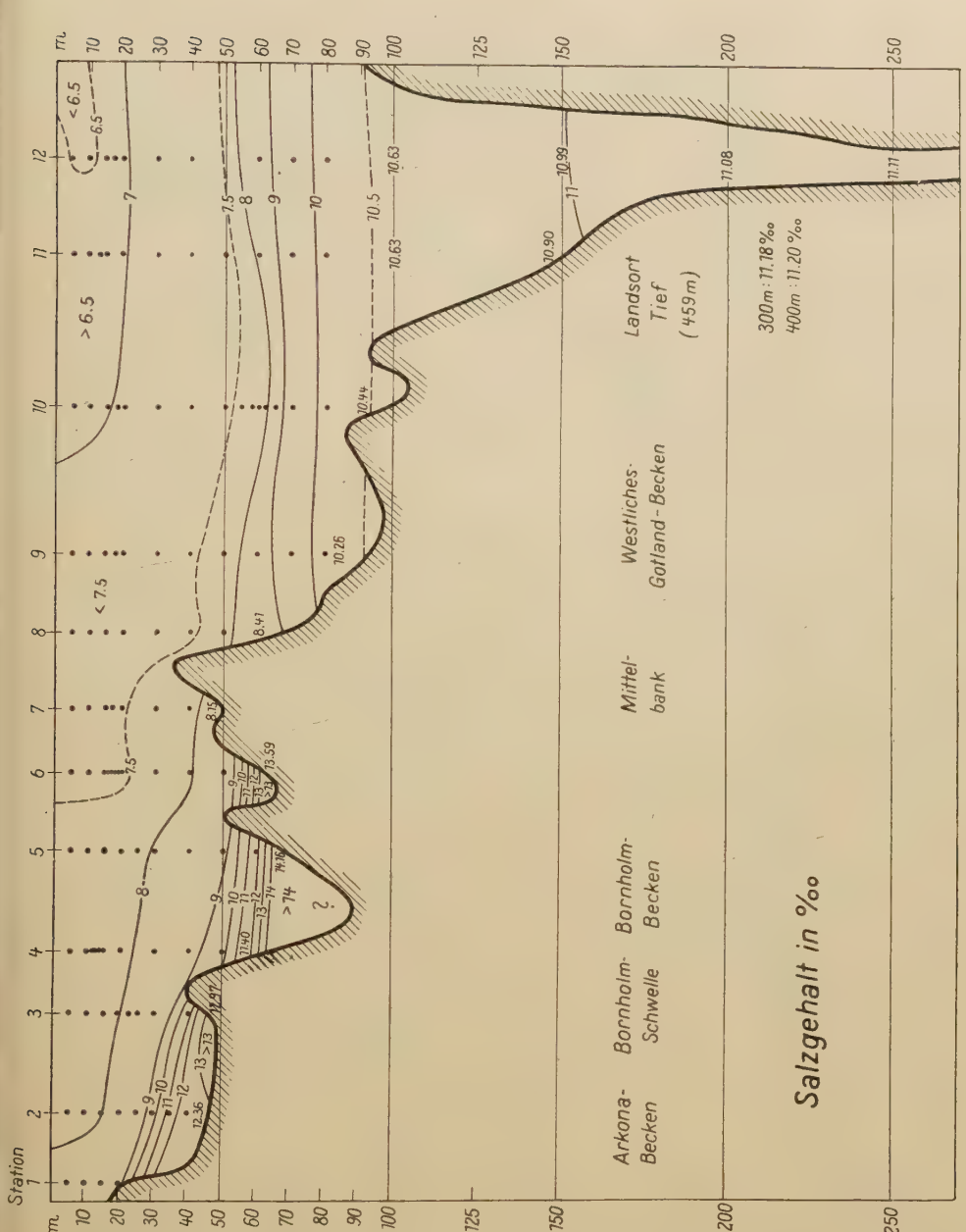


Abb. 13. Vertikalschnitt des Salzgehaltes

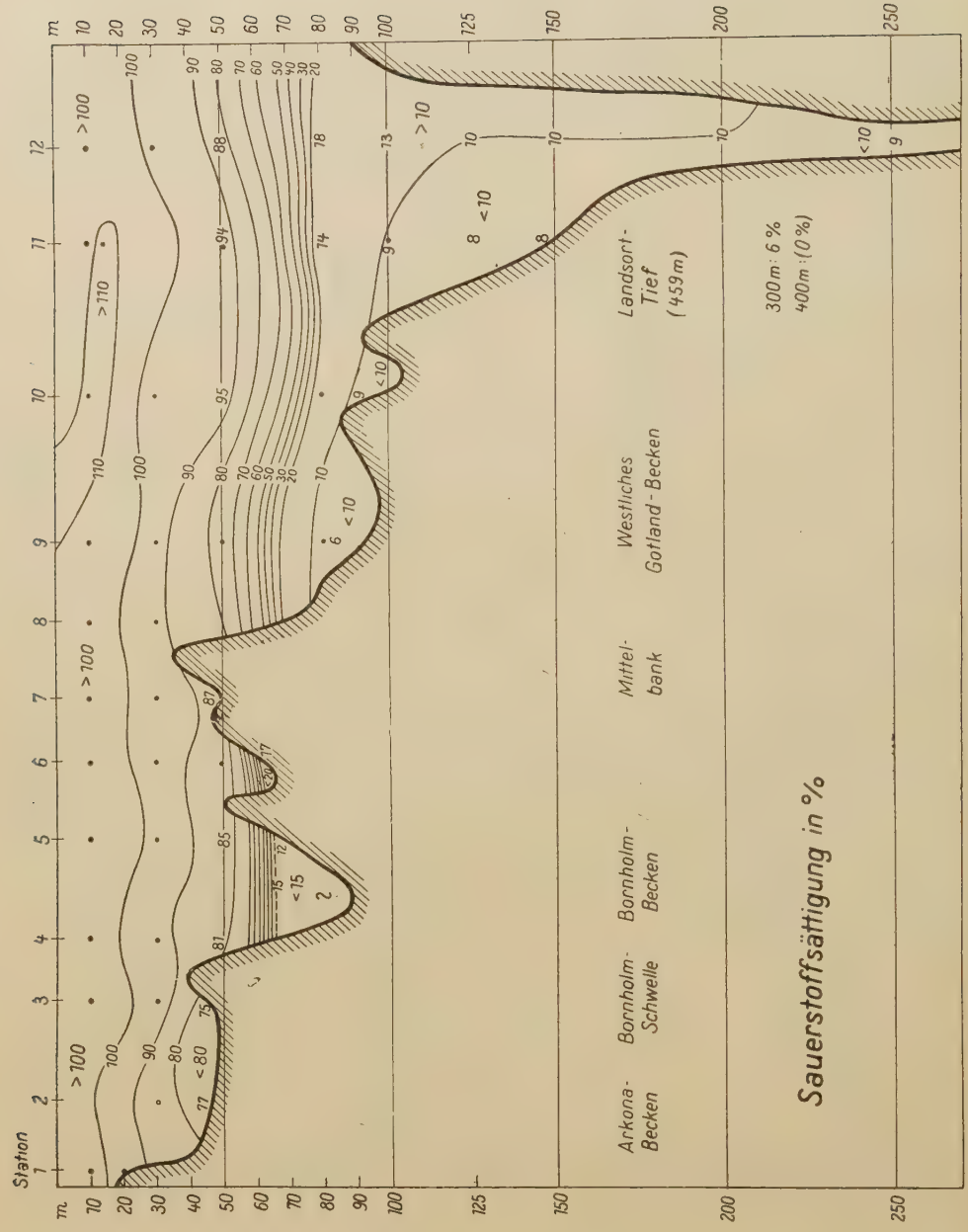


Abb. 14. Vertikalschnitt der Sauerstoffsättigung

Salzgehalt:

Die vertikale Verteilung des Salzgehaltes längs des befahrenen Schnitts zeigt die aus früheren Messungen bekannten Schichtungsverhältnisse.

An der Oberfläche nimmt der Salzgehalt von Station 1 mit 8,15% bis zu Station 12 mit 6,65‰ gleichmäßig ab.

Im Arkonabecken sehen wir unter der von Westen nach Osten an Mächtigkeit zunehmenden salzarmen Schicht die Übergangszone zu höheren Salzwerten, die am Boden aber nur 13‰ betragen. Im Vergleich zu der 1954 durchgeführten Untersuchung ist das Bodenwasser hier wesentlich salzärmer. Im Bornholmbecken liegt die durch den Verlauf der 9—14‰ Isohaline gekennzeichnete Übergangsschicht tiefer. Leider liegen keine Messungen aus den tieferen Schichten des Bornholmbeckens vor. Jenseits der Mittelbank, die das Bornholmbecken vom Gotlandbecken trennt, ändert sich das Bild der vertikalen Salzgehaltsverteilung. Unter der salzarmen ($< 7{,}5$‰) Deckschicht, die sich bis etwa 50 m erstreckt, leitet eine mehrere Dekameter umfassende Übergangsschicht (7,5—10,5‰) zu dem salzreicheren Bodenwasser über. Unter der Übergangsschicht nimmt der Salzgehalt nur noch sehr langsam zu.

Sauerstoffsättigung:

Die Sauerstoffsättigung (O_2%) zeigt ebenfalls eine charakteristische Verteilung. Die obersten Dekameter sind mit Sauerstoff übersättigt, stellenweise bis über 110%. Die 100%-Linie verläuft außer im Arkonabecken überall unter der thermischen Übergangsschicht. In der kalten Zwischenschicht liegen die Sauerstoffwerte zwischen 80 und 90% im Bornholmbecken und zwischen 70 und 90% im Gotlandbecken. Das Arkonabecken ist gut durchlüftet, am Boden beträgt hier die Sauerstoffsättigung noch mehr als 75%. Im Bornholmbecken nimmt der Sauerstoffgehalt unterhalb 55 m sehr rasch von 70% auf weniger als 15% ab. Auch im Gotlandbecken nimmt die Sauerstoffsättigung unterhalb des intermediären Temperaturminimums rasch ab und erreicht in etwa 80 m Tiefe 20%. Darunter verläuft die Abnahme langsamer und beträgt am Boden nur wenige Prozent, am Boden des Landsorttiefs sogar Null. Interessant ist dort der Verlauf der 10%-Linie, der zeigt, daß auf der nördlichen Seite des tiefsten Teiles des westlichen Gotlandbeckens der Sauerstoffgehalt (auch absolut) etwas höher ist als in den gleichen Tiefen weiter südlich.

Für die Ermöglichung der Durchführung dieser Arbeit ist der Verfasser dem Direktor des Instituts für Meereskunde Warnemünde, Herrn Prof. Dr. E. Bruns zu Dank verpflichtet.

Literatur

[1] Wüst, G. und Brogmus, W., Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit Forschungskutter „Südfall" durch die Ostsee Juni/Juli 1954. Kieler Meeresforschungen **XI** (1955) 1.

[2] Ergebnisse eines hydrographisch-produktionsbiologischen Längsschnittes durch die Ostsee im Sommer 1956.

I. WÜST, G., Die Verteilung von Temperaturen, Salzgehalt u. Dichte.
II. BANSE, K., Die Verteilung von Sauerstoff, Phosphat und suspendierter Substanz. Kieler Meeresforschungen **XIII** (1957) 2.

[3] KALLE, K. und THORADE, H., Tabellen und Tafeln für die Dichte des Seewassers (σ_t). Aus dem Archiv der D. Seewarte usw. **60** (1940) 2.

[4] KALLE, K., Einige Verbesserungen zur Bestimmung des gelösten Sauerstoffs im Meerwasser. Ann. d. Hydr. **67** (1939) 267—69.

[5] KALLE, K., Eine neuartige Methode der Oberflächenstrommessung im Meer vom verankerten Schiff aus. Dt. Hydr. Ztschr. **1**, (1948) H. 5/6.

[6] HELA, J., Eine quasisynoptische Untersuchung der hydrographischen Verhältnisse im Arkonabecken. Vortrag, gehalten auf der 2. Konferenz der Baltischen Ozeanographen, Kiel. 3.—4. März 1959.

[7] WATTENBERG, H., Der hydrographisch-chemische Zustand der Ostsee im Sommer 1939. Ann. d. Hydr. **68** (1940) 185—194.

Fehlerabschätzung für stückweise lineare Interpolation

Von Dietrich Böhl

Zusammenfassung: Nachfolgend wird untersucht, welche Fehler auftreten, wenn eine quadratische Interpolation durch eine stückweise lineare ersetzt wird. Dabei werden sämtliche Möglichkeiten der näherungsweisen Darstellung einer Funktion durch zwei oder drei Geradenstücke diskutiert und die optimalen Steigungskoeffizienten der einzelnen Geradenstücke angegeben.

Nicht selten kommt es vor, daß eine Funktion $f(x)$ zwar für bestimmte äquidistante x-Werte $\ldots, x_{-2}, x_{-1}, x_0, x_1, x_2, \ldots$ tabelliert ist, aber auch für eine größere Anzahl dazwischenliegender x-Werte eine Tabelle der Funktionswerte gewünscht wird. Die Berechnung dieser Zwischenwerte kann mit einer der bekannten Interpolationsformeln erfolgen.

Da die nachstehenden Überlegungen bei der Untertafelung astronomischer Ephemeriden notwendig wurden, ist ihnen die in der Astronomie meist verwendete Besselsche Interpolationsformel zugrundegelegt worden. Eine entsprechende Entwicklung ist jedoch auch für jede andere Interpolationsformel möglich.
Mit der Hilfsvariablen

$$u = \frac{x - x_0}{x_1 - x_0}$$

lautet die Besselsche Interpolationsformel für den Bereich $0 \leqq u \leqq 1$

$$y(u) = f(x_0) + u\Delta_{\frac{1}{2}} + \frac{u\,(u-1)}{2}\,\frac{\Delta_0'' + \Delta_1''}{2} + \frac{u\,(u-1)\,(u-0{,}5)}{6}\,\Delta_{\frac{1}{2}}'' + \ldots .$$

Die hierin auftretenden „Differenzen n-ter Ordnung" $\Delta_i^{(n)}$ folgen aus den benachbarten Differenzen $(n-1)$-ster Ordnung durch Differenzbildung. Die vorgegebenen Funktionswerte selbst sind dabei als Differenzen nullter Ordnung zu rechnen. Der Index i kennzeichnet die Stellung der Differenz in dem in Abb. 1 dargestellten Differenzenschema. Der Vollständigkeit halber sind in diesem Schema auch Differenzen eingesetzt und durch Einklammern gekennzeichnet worden, die sich nur berechnen lassen, wenn eine größere Anzahl von Funktionswerten berücksichtigt wird. Für die erste Differenz wird meist nur Δ_i geschrieben, wie es auch im Schema geschehen ist. In den nachfolgenden Formeln werde ich auch auf den Index $\frac{1}{2}$ verzichten und außerdem für $\frac{\Delta_0'' + \Delta_1''}{2}$ die Abkürzung Δ'' wählen.

Je nachdem, ob in obiger Interpolationsformel zwei, drei oder vier Glieder berücksichtigt werden, handelt es sich um eine lineare, quadratische oder kubische Interpolation. Die Extremwerte für das von Δ''' abhängige vierte Glied sind $\pm$ 0,0080 Δ''' und liegen für $u_1 = 0{,}211$ und $u_2 = 0{,}789$ vor, während für das von Δ'' abhängige dritte Glied bei $u = 0{,}5$ ein Extremwert mit $-0{,}125\,\Delta''$ vorliegt. Sind diese Werte gegenüber der für die Zwischenwerte geforderten Genauigkeit

x_{-2}	$f(x_{-2})$		(Δ''_{-2})		(Δ^{IV}_{-2})
		$\Delta_{-1\,1/2}$		$(\Delta'''_{-1\,1/2})$	
x_{-1}	$f(x_{-1})$		Δ''_{-1}		(Δ^{IV}_{-1})
		$\Delta_{-\,1/2}$		$\Delta'''_{-\,1/2}$	
x_0	$f(x_0)$		Δ''_0		Δ^{IV}_0
		$\Delta_{1/2}$		$\Delta'''_{1/2}$	
x_1	$f(x_1)$		Δ''_1		Δ^{IV}_1
		$\Delta_{1\,1/2}$		$\Delta'''_{1\,1/2}$	
x_2	$f(x_2)$		Δ''_2		(Δ^{IV}_2)
		$\Delta_{2\,1/2}$		$(\Delta'''_{2\,1/2})$	
x_3	$f(x_3)$		(Δ''_3)		(Δ^{IV}_3)

Abb. 1. Differenzenschema

klein, so brauchen die entsprechenden Glieder nicht berücksichtigt zu werden. Deshalb wird in den meisten Fällen der Einfluß der dritten und höheren Differenzen zu vernachlässigen sein, während der Einfluß der zweiten Differenz schon häufiger zu berücksichtigen ist.

Sollen in gleichen Abständen $N - 1$ Werte zwischen x_0 und x_1 eingeschaltet werden, was einer Verkleinerung des Intervallschrittes auf $\frac{1}{N}$ des Ausgangswertes entspricht, so ist $y(u)$ an den Stellen $u = \frac{n}{N}$ mit $n = 1, 2, \ldots, N - 1$ zu berechnen. Erfolgt lediglich eine lineare Interpolation, so können die Zwischenwerte ausgehend von $f(x_0)$ sukzessiv durch Addition von $\frac{\Delta}{N}$ berechnet werden. Diese Rechnung ist mit jeder Rechenmaschine durchführbar und erfordert unabhängig von N nur zwei Einstellungen $\left(f(x_0)\ \text{und}\ \frac{\Delta}{N}\right)$. Wird eine selbstschreibende Maschine verwendet, so genügt das Auswerfen der Zwischensummen, um eine Tabelle der sich aus linearer Interpolation ergebenden Zwischenwerte in Maschineschrift zu erhalten. Wird dabei eine Abrundung erforderlich, so kann diese dadurch erreicht werden, daß bei der Einstellung von $f(x_0)$ die erste nach der Abrundung nicht mehr erscheinende Stelle um fünf erhöht wird.

Diese einfache maschinelle Durchführung der Interpolation ist bei Berücksichtigung der zweiten Differenz nicht mehr möglich, es sei denn, daß Rechenautomaten oder Lochkartenmaschinen zum Einsatz kommen [1]. Mit einer der gebräuchlichen Rechenmaschinen muß jeder Zwischenwert einzeln errechnet werden, was eine Vielzahl von Einstellungen bedingt. Ein anderer Weg, der bei umfang-

reichen Arbeiten vorzuziehen ist, wäre die Durchführung der linearen Interpolation mit einer höheren Genauigkeit, als im Ergebnis gefordert wird. An diese Werte wird dann $\frac{u\,(u-1)}{2}\,\Delta''$ als Korrektur angebracht, bevor die endgültige Tabelle aufgestellt wird.

Wird die quadratische Interpolation durch eine stückweise lineare ersetzt, so ist der bei der linearen Interpolation aufgezeigte Vorteil der einfachen maschinellen Durchführung weitestgehend aufrecht zu erhalten. Diese Vereinfachung setzt jedoch voraus, daß im Rahmen der geforderten Genauigkeit die Differenz zwischen beiden Interpolationsformen in Kauf genommen werden kann. Anschließend werden einige Formen der stückweise linearen Interpolation aufgezeigt und die gegen quadratische Interpolation auftretenden Fehler angegeben.

Das einfachste Beispiel der stückweise linearen Interpolation ist die lineare Interpolation selbst ($\boldsymbol{A}_1$). Infolge des vernachlässigten Einflusses der zweiten Differenz ist der größte auftretende Fehler, wie erwähnt wurde, —0,125 Δ''.

Dieser Fehler läßt sich verkleinern, wenn für den Anfangs- und Endwert ebenfalls eine geringe von Δ'' abhängige Abweichung zugelassen wird ($\boldsymbol{A}_2$). Dementsprechend erfolgt eine lineare Interpolation zwischen $f(x_0) + a\,\Delta''$ und $f(x_1) + a\,\Delta''$ die der folgenden Gleichung genügt

$$\hat{y}(u) = f(x_0) + a\,\Delta'' + u\,\Delta\,.$$

Die Abweichung gegen die quadratische Interpolation

$$y(u) = f(x_0) + u\,\Delta + \frac{u\,(u-1)}{2}\,\Delta''$$

ist

$$\delta(u) = y(u) - \hat{y}(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - a\right)\Delta''\,.$$

Durch geeignete Forderungen kann a eindeutig bestimmt werden. Als Bestimmungsforderungen sind möglich:

Die Fehlerquadratsumme soll ein Minimum werden $\left(\sum_{n=0}^{N} \delta\left(\frac{n}{N}\right)^2 = \text{Min.}\right)$.

Die Fehlersumme soll Null sein $\left(\sum_{n=0}^{N} \delta\left(\frac{n}{N}\right) = 0\right)$.

Alle Absolutfehler sollen so klein wie möglich bleiben $(|\delta(u)| = \text{Min.})$.

Um unabhängig von der Anzahl der einzuschaltenden Werte zu werden, kann in den ersten beiden Bestimmungsforderungen die Summenbildung durch das Integral ersetzt werden, was gleichbedeutend mit einer Vergrößerung der Anzahl der Zwischenwerte ist. In der nachfolgenden Tabelle sind die sich aus den verschiedenen Bestimmungsforderungen ergebenden Werte für a sowie die dazu gehörenden Extremwerte von $\delta(u)$ zusammengestellt worden. Dabei ist berücksichtigt, daß für $u = 0$ und $u = 1$ ein absoluter und für $u = \frac{1}{2}$ ein relativer Extremwert von $\delta(u)$ vorliegt.

TABELLE 1

Bestimmungsforderung		a	$\delta(0) = \delta(1)$	$\delta\left(\frac{1}{2}\right)$	$\left\lvert\frac{\delta}{\Delta''}\right\rvert_{\text{Extr.}}$
$\int_0^1 \delta(u)^2\,du = \text{Min.}$ $\int_0^1 \delta(u)\,du = 0$		—0,0833	+0,0833 Δ''	—0,0417 Δ''	0,0833
$\sum_{n=0}^{N} \delta\left(\frac{n}{N}\right)^2 = \text{Min.}$	für $N = 24$	—0,0798	+0,0798 Δ''	—0,0452 Δ''	0,0798
$\sum_{n=0}^{N} \delta\left(\frac{n}{N}\right) = 0$	$N = 10$	—0,0750	+0,0500 Δ''	—0,0500 Δ''	0,0750
$\lvert\delta(u)\rvert_{\text{Extr.}} = \text{Min.}$ d. h. $\delta(0) = -\delta\left(\frac{1}{2}\right)$		—0,0625	+0,0625 Δ''	—0,0625 Δ''	0,0625

Stückweise linear im wahren Sinne des Wortes wird die Interpolation jedoch erst, wenn, geometrisch betrachtet, $y(u)$ durch zwei Geradenstücke mit verschiedener Steigung angenähert wird. Dabei können entweder Anfangs- und Endwert erhalten bleiben oder wie im Beispiel A_2 mit variiert werden. Da das von Δ'' abhängige Glied von $y(u)$ symmetrisch zu $u = \frac{1}{2}$ ist, empfiehlt sich als Knickpunkt $U = \frac{1}{2}$.

Als erstes sei die Näherung durch zwei Geradenstücke betrachtet, bei der Anfangs- und Endwert erhalten bleiben (B_1). Wird Stetigkeit vorausgesetzt, so lauten die Formeln für die Näherungsfunktion

$$\hat{y}_1(u) = f(x_0) + u\,(\Delta + k\,\Delta'') \qquad 0 \leqq u \leqq \frac{1}{2}$$

$$\hat{y}_2(u) = \hat{y}_1\left(\frac{1}{2}\right) + \left(u - \frac{1}{2}\right)(\Delta + k'\,\Delta'') \qquad \frac{1}{2} \leqq u \leqq 1\,.$$

Der sich aus $\hat{y}_2(u)$ ergebende Endwert ist

$$\hat{y}_2(1) = f(x_0) + \Delta + \frac{k + k'}{2}\Delta''\,.$$

Da $f(x_1) = f(x_0) + \Delta$ ist und $\hat{y}(1)$ diesen Wert ergeben soll, muß $k' = -k$ sein. Die Formeln für die Näherungsfunktion lauten unter Berücksichtigung dieser Tatsache

$$\hat{y}_1(u) = f(x_0) + u\,\Delta + u\,k\,\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq \frac{1}{2}$$

$$\hat{y}_2(u) = f(x_0) + u\,\Delta + (1 - u)\,k\,\Delta'' \qquad \frac{1}{2} \leqq u \leqq 1\,.$$

Die Abweichungen dieser Funktionen von der quadratischen Interpolation $y(u)$ sind

$$\delta_1(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - u\,k\right)\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq \frac{1}{2}$$

$$\delta_2(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - (1-u)\,k\right)\Delta'' \qquad \frac{1}{2} \leqq u \leqq 1\,,$$

worin k noch in geeigneter Weise zu bestimmen ist. In Tabelle 2 sind die aus den verschiedenen Bestimmungforderungen folgenden Werte für k und $\delta(u)$ nochmals

TABELLE 2

Bestimmungforderung	k	$\delta\left(\frac{1}{2}\right)$	$\delta_{\text{Extr.}}$	$\left\lvert\frac{\delta(u)}{\Delta''}\right\rvert_{\text{Extr.}}$
$\int_0^1 \delta(u)\,du = 0$	—0,3333	+0,0417 Δ''	—0,0139 Δ''	0,0417
$\sum_{n=0}^{N} \delta\left(\frac{n}{N}\right) = 0$ für $N = 24$	—0,3327	+0,0414 Δ''	—0,0140 Δ''	0,0414
$N = 10$	—0,3300	+0,0400 Δ''	—0,0145 Δ''	0,0400
$\int_0^1 \delta(u)^2\,du = \text{Min.}$	—0,3125	+0,0313 Δ''	—0,0175 Δ''	0,0313
$\sum_{n=0}^{N} \delta\left(\frac{n}{N}\right)^2 = \text{Min.}$ für $N = 24$	—0,3119	+0,0310 Δ''	—0,0177 Δ''	0,0310
$N = 10$	—0,3088	+0,0294 Δ''	—0,0183 Δ''	0,0294
ohne $\lvert\delta(u)\rvert_{\text{Extr.}} = \text{Min.}$	—0,3	+0,025 Δ''	—0,020 Δ''	0,025
d. h. $\delta_{\text{Extr.}} = -\delta\left(\frac{1}{2}\right)$	—0,2929	+0,0215 Δ''	—0,0215 Δ''	0,0215
ohne	—0,29	+0,0200 Δ''	—0,0221 Δ''	0,0221
ohne	—0,25	+0	—0,0313 Δ''	0,0313

zusammengestellt worden, wobei zu beachten ist, daß für $u = \frac{1}{2}$ absolute und für $u = \frac{1}{2} + k$ und $u = \frac{1}{2} - k$ relative Extremwerte von $\delta(u)$ vorliegen und $\delta_{\text{Extr.}} = -\left(\frac{1}{8} + \frac{k}{2} + \frac{k^2}{2}\right)\Delta''$ für die *relativen* Extremwerte geschrieben ist.

Aus den beiden Tabellen ist ersichtlich, daß der vorliegenden Aufgabenstellung, die durch Interpolation zu bildenden Zwischenwerte möglichst genau anzugeben, die Bestimmungsforderung $\lvert\delta(u)\rvert_{\text{Extr.}} = \text{Min.}$ am besten gerecht wird. Deshalb werden in den folgenden Fällen die Konstanten so errechnet, daß sie dieser Forderung genügen. Der Verlauf von $\delta\left(\frac{1}{2}\right)$ und $\delta_{\text{Extr.}}$ in Abhängigkeit von k ist für das letzte Beispiel in Abb. 2 dargestellt. Aus ihr ist zu ersehen, daß $\delta_{\text{Extr.}}$ flacher verläuft als $\delta\left(\frac{1}{2}\right)$ und deshalb ist zu empfehlen, k lieber ab- als aufzurunden. Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß der Grenzwert $k = -0{,}25$ einer linearen Interpolation zwischen den Werten einer erweiterten Wertfolge entspricht,

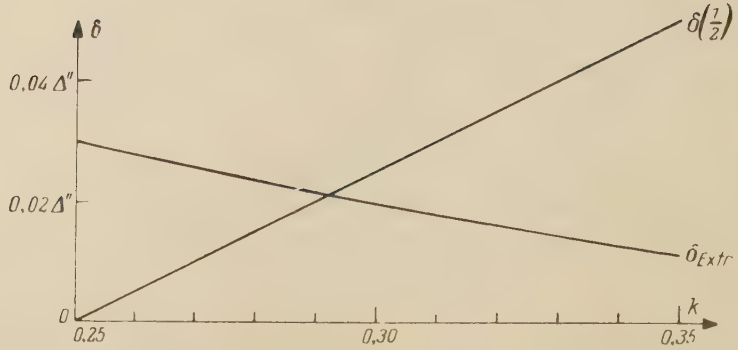


Abb. 2. Maximalfehler bei verschiedenen k-Werten (Näherung B_1)

die aus den vorgegebenen $f(x_n)$ und den nach quadratischer Interpolation errechneten Zwischenwerten $f\left(\frac{x_n + x_{n+1}}{2}\right)$ besteht.

Wird auch für Anfangs- und Endwert wie in Beispiel A_2 ein geringfügiger Fehler zugelassen (B_2), so lauten die Gleichungen der Näherungsfunktionen unter Berücksichtigung der Stetigkeitsforderung

$$\hat{y}_1(u) = f(x_0) + a\,\Delta'' + u\,\Delta + u\,k\,\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq \frac{1}{2}$$

$$\hat{y}_2(u) = f(x_0) + a\,\Delta'' + u\,\Delta + (1-u)\,k\,\Delta'' \qquad \frac{1}{2} \leqq u \leqq 1\,.$$

Die gegen die quadratische Interpolation auftretenden Fehler sind

$$\delta_1(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - u\,k - a\right)\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq \frac{1}{2}$$

$$\delta_2(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - (1-u)\,k - a\right)\Delta'' \qquad \frac{1}{2} \leqq u \leqq 1\,.$$

Die Bestimmungsforderung $|\delta(u)|_{\text{Extr.}} = \text{Min.}$ ergibt in diesem Fall die Gleichungen

$$\delta_1(0) = \delta_1\left(\frac{1}{2}\right) \qquad \text{und} \qquad \delta_2\left(\frac{1}{2}\right) = \delta_2(1)$$

$$\delta_1(0) = -\,\delta_{1\,\text{Extr.}} \qquad \delta_2(1) = -\,\delta_{2\,\text{Extr.}}$$

Aus den Gleichungen der ersten Reihe folgt $k = -0{,}25$. Mit diesem k-Wert ist $\delta_{1\text{Extr.}} = \delta_{2\text{Extr.}} = -\frac{1}{32} - a$, so daß aus jeder der Gleichungen der zweiten Reihe $a = -0{,}015625$ folgt. Für die Fehler gilt in diesem Falle $\left|\frac{\delta(u)}{\Delta''}\right| \leqq 0{,}015625$.

Die bisher erwähnten Näherungen sind in Abb. 3 am Beispiel der Funktion $f(u) = \frac{1}{2}u^2$ veranschaulicht, für die $\Delta = 0{,}5$ und $\Delta'' = 1{,}0$ ist. Neben jeder Kurve ist der im gesamten Geltungsbereich auftretende Fehler der entsprechenden Näherung aufgetragen.

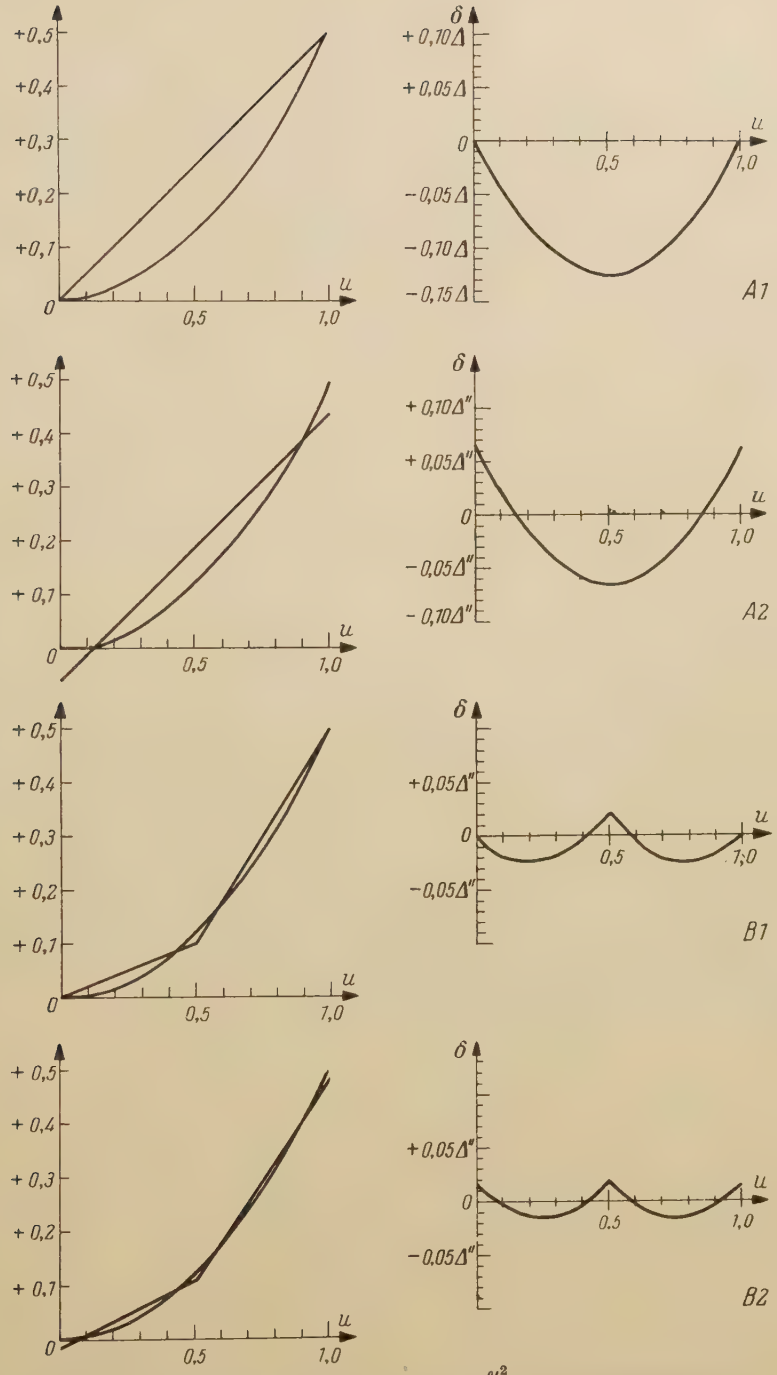


Abb. 3. Näherungsweise Darstellung von $\frac{u^2}{2}$ durch Geradenstücke und die dabei auftretenden Fehler

Die Wahl von $U = \frac{1}{2}$ als Knickpunkt erfolgte aus Symmetriegründen. Da der Einfluß der dritten Differenz unsymmetrisch zu $U = \frac{1}{2}$ ist, erscheint es möglich, ihn durch geeignete Wahl des Knickpunktes zu berücksichtigen. An einer näherungsweisen Darstellung der Interpolationskurve durch zwei Geradenstücke bei Variation des Anfangs- und Endwertes soll dies erläutert werden. Die Interpolationsfunktion

$$y(u) = y_0 + u\,\Delta + \frac{u\,(u-1)}{2}\,\Delta'' + \frac{u\,(u-1)\,(u-0{,}5)}{6}\,\Delta'''$$

möge durch

$$\hat{y}_1(u) = y_0 + u\,\Delta + u\,k\,\Delta'' + a\,\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq U$$

$$\hat{y}_2(u) = y_0 + u\,\Delta + (1-u)\,k'\,\Delta'' + a\,\Delta'' \qquad U \leqq u \leqq 1$$

näherungsweise dargestellt werden, wobei U der noch nicht näher definierte Knickpunkt ist. Die gegen die kubische Interpolation auftretenden Differenzen sind

$$\delta_1(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} + \frac{u\,(u-1)\,(u-0{,}5)}{6}\,Q - u\,k - a\right)\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq U$$

$$\delta_2(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} + \frac{u\,(u-1)\,(u-0{,}5)}{6}\,Q - (1-u)\,k' - a\right)\Delta'' \qquad U \leqq u \leqq 1\,,$$

wenn $\Delta''' = Q\,\Delta''$ gesetzt wird. Soll wiederum $|\delta(u)| = \text{Min.}$ erfüllt sein, so können die Unbekannten k, k', a und U aus folgenden Gleichungen berechnet werden:

k aus $\delta_1(0) = \delta_1(U)$ $\qquad$ U aus $\delta_{1\,\text{Extr.}} = \delta_{2\,\text{Extr.}}$

k' aus $\delta_2(U) = \delta_2(1)$ $\qquad$ a aus $\delta_{1\,\text{Extr.}} = -\delta_1(0)$.

Da die angegebene Näherung nur dann sinnvoll ist, wenn $f(U)$ einer der bei der Untertafelung zu berechnenden Werte ist, soll untersucht werden, welcher der verwendeten Zwischenwerte als Knickpunkt zu wählen ist.
Gemäß den vorstehenden Bedingungen ist

$$k = \frac{U-1}{2} + \frac{(U-1)\,(U-0{,}5)}{6}\,Q$$

und

$$k' = -\frac{U}{2} - \frac{U(U-0{,}5)}{6}\,Q\,.$$

Sind $\delta_1(u_1)$ und $\delta_2(u_2)$ die Extremwerte von δ im Gültigkeitsbereich, so folgen aus $\delta_1'(u_1) = 0$ und $\delta_2'(u_2) = 0$ folgende Gleichungen für u_1 und u_2

$$u_1 = \frac{1}{2} - \frac{1}{Q} + \sqrt{\frac{1}{Q^2} + \frac{1}{12} + \frac{2\,k}{Q}}$$

und

$$u_2 = \frac{1}{2} - \frac{1}{Q} + \sqrt{\frac{1}{Q^2} + \frac{1}{12} - \frac{2\,k'}{Q}}\,.$$

Wird als Knickpunkt $U = \frac{1}{2}$ gewählt, so ist $k = k' = -0{,}25$. Bei einer Reihenentwicklung der Wurzel ergibt sich unter Berücksichtigung der ersten beiden Potenzen von Q

$$\delta_{1\,\text{Extr.}} = -\left\{\frac{1}{32}\left(1 - \frac{Q}{4} + \frac{Q^2}{576}\right) + a\right\} \Delta''$$

$$\delta_{2\,\text{Extr.}} = -\left\{\frac{1}{32}\left(1 + \frac{Q}{4} + \frac{Q^2}{576}\right) + a\right\} \Delta'' .$$

Die Gleichheit beider Werte ist für $Q = 0$ gewährleistet, wodurch die Behauptung bewiesen ist, daß $U = \frac{1}{2}$ dann als Knickpunkt zu wählen ist, wenn nur die ersten beiden Differenzen berücksichtigt werden und dementsprechend $Q \neq 0$ gesetzt wird. Ist jedoch $Q \neq 0$, so folgen aus $\delta_{1\text{Extr.}} = -\delta_1(0)$ und aus $\delta_{2\text{Extr.}} = -\delta_2(1)$ zwei verschiedene a-Werte und zwar

$$a_1 = -\frac{1}{64}\left(1 - \frac{Q}{4} + \frac{Q^2}{576}\right)$$

und

$$a_2 = -\frac{1}{64}\left(1 + \frac{Q}{4} + \frac{Q^2}{576}\right),$$

wobei $|\delta(u)| = \text{Min.}$ dann am besten erfüllt wird, wenn der a-Wert mit dem größeren Absolutbetrag gewählt wird, also a_2 für positives Q und a_1 für negatives Q. Da $|a|$ zugleich der Maximalfehler ist, kann gesagt werden, daß dieser für positives Q aus $\delta_{2\text{Extr.}}$ und für negatives Q aus $\delta_{1\text{Extr.}}$ folgt.

Die weiteren Schritte hängen davon ab, welche Untertafelung notwendig ist. Angenommen, daß eine Untertafelung auf $\frac{1}{10}$ des ursprünglichen Intervallschrittes gefordert wird, müßte für $U = 0{,}6$ und $U = 0{,}4$ eine entsprechende Untersuchung durchgeführt werden, aus der für $U = 0{,}6$

$$2\,a_1 = -0{,}045 + 0{,}009\,Q - 0{,}00011\,Q^2$$

$$2\,a_2 = -0{,}02 \quad - 0{,}006\,Q - 0{,}00002\,Q^2$$

folgt. Bei Berechnungen muß a_1 für $Q \leqq 1{,}68$ und a_2 für $Q > 1{,}68$ verwendet werden. Für $Q = 1{,}68$ sind die beiden a-Werte einander gleich, d. h. $U = 0{,}6$ ist der optimale Knickpunkt für diesen Q-Wert. Der Vergleich der Werte von a, die für ein bestimmtes Q aus $U = 0{,}5$ und $U = 0{,}6$ folgen, zeigt, daß für $Q = 0{,}85$ Übereinstimmung vorliegt. Für $Q \leqq 0{,}85$ ist der a-Wert von $U = 0{,}5$ und für $Q > 0{,}85$ ist der a-Wert von $U = 0{,}6$ der kleinere. Es empfiehlt sich deshalb, $U = 0{,}5$ für $Q \leqq 0{,}85$ und $U = 0{,}6$ für $Q > 0{,}85$ als Knickpunkt zu wählen. Der Maximalfehler beträgt im vorstehenden Beispiel $0{,}019\,\Delta''$. Bei einer dichteren Folge der zu berechnenden Zwischenpunkte sinkt der Maximalfehler, beim Einschalten von 23 Zwischenwerten z. B. auf $0{,}017\,\Delta''$. In Abb. 4 sind für $|Q| \leqq 1.5$ die zu verwendenden a- und k-Werte aufgetragen worden und zwar für 9 und 23 Zwischenwerte. Dabei ist zu beachten, daß $|a|$ zugleich die Größe des Maximalfehlers ist.

Im Gegensatz zu den aufgezeigten Näherungen, bei denen der Einfluß der dritten Differenz vernachlässigt werden konnte, sind die letzten Überlegungen von der Anzahl der zu berechnenden Zwischenwerte abhängig. Sollte ihre Zahl von den

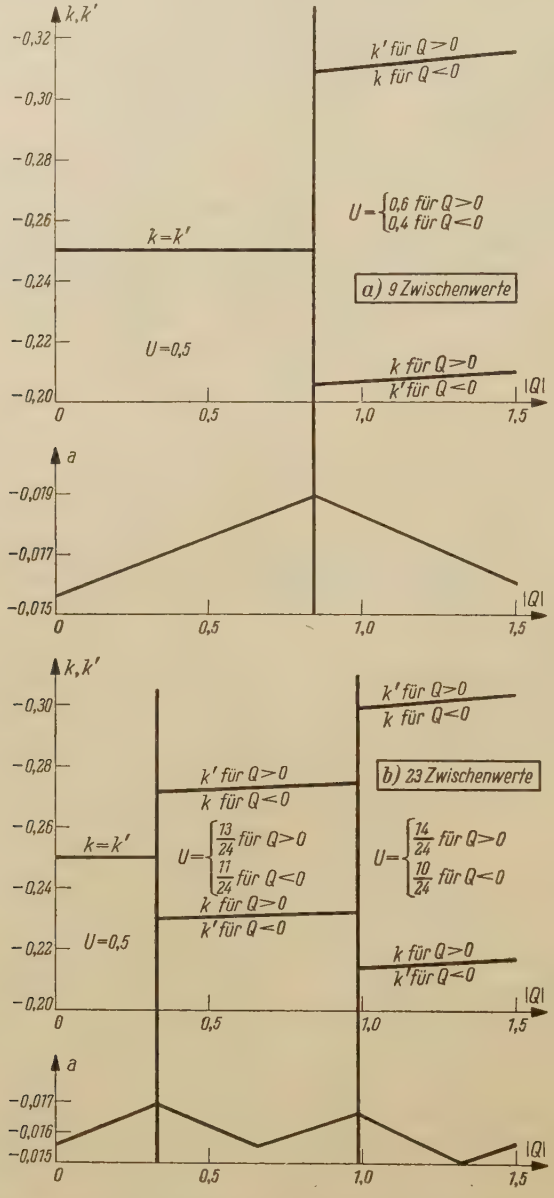


Abb. 4. Bei näherungsweiser Darstellung der kubischen Interpolation durch 2 Geradenstücke zu verwendende Koeffizienten

o. a. Beispielen abweichen, so ist eine Neuberechnung der entsprechenden Tabellen notwendig.

Nach diesen Andeutungen über die Berücksichtigung der dritten Differenz möge jetzt wiederum vorausgesetzt werden, daß sie ob ihrer geringen Größe vernachlässigt werden kann.

Sollte die zweite Differenz jedoch so groß sein, daß der bei den behandelten Näherungen aufgezeigte Fehler im Rahmen der geforderten Genauigkeit zu groß ist, so kann eine Annäherung auch durch drei Geradenstücke erfolgen.

Es werde wiederum vorausgesetzt, daß Anfangs- und Endwert erhalten bleiben sollen, daß die Näherung aber durch drei Geradenstücke erfolgen soll, die stetig ineinander übergehen (C_1). Die Formeln für eine derartige Näherungsfunktion lauten:

$$\hat{y}_1(u) = f(x_0) + u\,\Delta + u\,k\,\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq U$$
$$\hat{y}_2(u) = f(x_0) + u\,\Delta + U\,k\,\Delta'' \qquad U \leqq u \leqq 1 - U$$
$$\hat{y}_3(u) = f(x_0) + u\,\Delta + (1-u)\,k\,\Delta'' \qquad 1 - U \leqq u \leqq 1\,.$$

Die Abweichungen dieser Funktionen von der quadratischen Interpolation $y(u)$ sind

$$\delta_1(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - u\,k\right)\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq U$$
$$\delta_2(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - U\,k\right)\Delta'' \qquad U \leqq u \leqq 1 - U$$
$$\delta_3(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - (1-u)\,k\right)\Delta'' \qquad 1 - U \leqq u \leqq 1\,.$$

Aus der Formel $|\delta(u)| = \text{Min.}$ folgen für k und U folgende Bestimmungsgleichungen:

$$\delta_{1\,\text{Extr.}} = \delta_{2\,\text{Extr.}} = \delta_{3\,\text{Extr.}} = -\delta_1(U) = -\delta_3(1-U)\,.$$

Die relativen Extremwerte sind

$$\delta_{1\,\text{Extr.}} = \delta_{3\,\text{Extr.}} = -\left(\frac{1}{8} + \frac{k}{2} + \frac{k^2}{2}\right)\Delta'' \quad \text{und} \quad \delta_{2\,\text{Extr.}} = -\left(\frac{1}{8} + U\,k\right)\Delta''\,,$$

so daß $U = \dfrac{k+1}{2}$ sein muß. Die Berücksichtigung von $\delta(U)$ ergibt

$$U = 0{,}3153 \quad \text{und} \quad k = -0{,}3694\,.$$

Das zweite Wertpaar $U = 0{,}1133$ und $k = -0{,}7735$ scheidet aus, weil die Extremwerte nicht mehr im Bereich $0 \leqq u \leqq 1$ liegen würden. Für die Fehler dieser Näherung gilt

$$|\delta| \leqq 0{,}0085\,.$$

Die Verwendung dieser Näherung ist jedoch nur sinnvoll, wenn $U = 0{,}3159$ einer der Zwischenpunkte ist, was aber äußerst unwahrscheinlich erscheint. k muß deshalb so bestimmt werden, daß für den dem oben angegebenen optimalen Knickpunkt nächstgelegenen Zwischenpunkt die Bedingung $|\delta(u)| = \text{Min.}$ erfüllt ist. In vielen Fällen wird die Funktion für $U = 0{,}3$ oder für $U = 0{,}3333$ zu be-

rechnen sein, und deshalb soll für diese beiden Werte auch die Entwicklung weiter aufgezeigt werden. In Abb. 5 ist für diese beiden U-Werte der Verlauf von $|\delta_{\text{Extr.}}|$, $|\delta(U)|$ und $\left|\delta\left(\frac{1}{2}\right)\right|$ für $-0{,}40 \leqq k \leqq -0{,}35$ dargestellt. Daraus ist ersichtlich, daß $\delta(U) = -\delta\left(\frac{1}{2}\right)$ für $U = 0{,}3$ und $\delta(U) = -\delta_{\text{Extr.}}$ für $U = 0{,}3333$ als Bestimmungsgleichung für k zu wählen ist. Die Ergebnisse der numerischen Berechnung sind in Tabelle 3 angeführt.

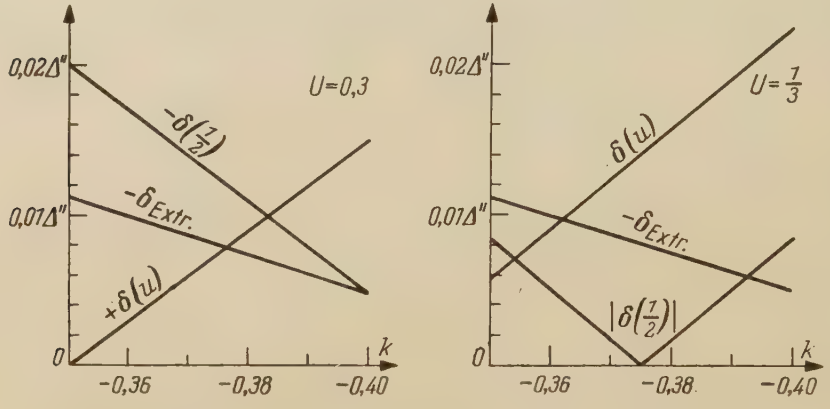


Abb. 5. Maximalfehler bei verschiedenen k-Werten (Näherung C_1)

Die Genauigkeit ist also bei der Verwendung der benachbarten Schnittpunkte nicht wesentlich schlechter als im Idealfall.

Natürlich besteht auch bei der näherungsweisen Darstellung der Funktion durch drei Geradenstücke die Möglichkeit, den auftretenden Fehler dadurch weiter

TABELLE 3

U	k	$\delta_{\text{Extr.}}$	$\delta(U)$	$\delta\left(\frac{1}{2}\right)$	$\left\|\frac{\delta}{\Delta''}\right\|$
0,3	—0,3833	—0,0068 Δ''	+0,010 Δ''	—0,010 Δ''	0,010
0,3333	—0,362	—0,0095 Δ''	+0,0095 Δ''	—0,0043 Δ''	0,0095
0,3159	—0,3694	—0,0085 Δ''	+0,0085 Δ''	—0,0085 Δ''	0,0085

zu verkleinern, daß auch für $f(x_0)$ und $f(x_1)$ ein Fehler zugelassen wird (C_2). Die Näherungsformel lautet in diesem Fall

$$\hat{y}_1(u) = f(x_0) + a\,\Delta'' + u\,\Delta + u\,k\,\Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq U$$

$$\hat{y}_2(u) = f(x_0) + a\,\Delta'' + u\,\Delta + U\,k\,\Delta'' \qquad U \leqq u \leqq 1 - U$$

$$\hat{y}_3(u) = f(x_0) + a\,\Delta'' + u\,\Delta + (1-u)\,k\,\Delta'' \qquad 1 - U \leqq u \leqq 1,$$

und die Fehlergleichungen sind

$$\delta_1(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - u\,k - a\right) \Delta'' \qquad 0 \leqq u \leqq U$$

$$\delta_2(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - U\,k - a\right) \Delta'' \qquad U \leqq u \leqq 1-U$$

$$\delta_3(u) = \left(\frac{u\,(u-1)}{2} - (1-u)\,k - a\right) \Delta'', \qquad 1-U \leqq u \leqq 1\,.$$

Der Extremwert von δ ist

$$\delta_{\text{Extr.}} = -\left(\frac{1}{8} + \frac{k}{2} + \frac{k^2}{2} + a\right) \Delta''\,,$$

und damit $\left|\frac{\delta}{\Delta''}\right|$ ein Minimum wird, muß

$$\delta_1(0) = \delta_1(U) = \delta_3(1-U) = \delta_3(1) = -\delta_{1\,\text{Extr.}} = -\delta_{3\,\text{Extr.}} = -\delta_2\left(\frac{1}{2}\right)$$

sein. Daraus folgt

$$U = \frac{1}{3}\,, \quad k = \frac{1}{3}\,, \quad a = -0{,}00694\,, \quad \left|\frac{\delta}{\Delta''}\right| \leqq 0{,}00694\,.$$

Da $U = \frac{1}{3}$ als Zwischenwert auftreten kann, ist diese Näherung in vielen Fällen sinnvoll. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß für den Fall, daß nur $U = 0{,}3$ als Zwischenwert auftritt, die letztgenannte Näherung gegenüber der vorgenannten (C_1) keine größere Genauigkeit bringt.

Die aufgezeigten Näherungen werden nun am Beispiel der Kosinusfunktion praktisch dargestellt. Zwischen 0° und 1° sollen neun äquidistante Werte eingeschaltet, d. h. die Kosinusfunktion für die zehntel Grad tabelliert werden, wobei die sechsstelligen Funktionswerte für die vollen Grade der Berechnung zugrunde gelegt werden. Der Bereich von 0° bis 1° wurde gewählt, da hier die zweite Differenz am größten ist. Das Differenzenschema zeigt Tabelle 4.

TABELLE 4

x	$\cos x$	Δ	Δ''	Δ'''
—2°	0,999391			
		0,000457		
—1°	0,999848		—0,000305	
		0,000152		0,000001
0°	1,000000		—0,000304	
		—0,000152		—0,000001
1°	0,999848		—0,000305	
		—0,000457		
2°	0,999391			

In Tabelle 5 sind die aus den verschiedenen Näherungsformeln folgenden Werte angegeben, die sukzessiv berechnet wurden. Die dabei anzubringenden Differenzen zwischen den aufeinanderfolgenden Werten sind für die Näherungen B_1, B_2 und C_1 $\frac{\Delta \mp k\,\Delta''}{N}$ und $\frac{\Delta}{N}$ mit $N = 10$, $\Delta = -0{,}000152$ und $\Delta'' = -0{,}0003045$.

Lediglich für die Näherung C_2 konnte die Rechnung nicht durchgeführt werden, da im Beispiel der Zwischenwert $\frac{1}{3}$ nicht vorkommt. Obwohl die Näherungsfor-

TABELLE 5

Funktionswert	A_1			A_2			B_1			B_2			C_1		
	Wert	$10^6\delta_6$	$10^5\delta_5$	Wert	$10^6\delta_6$	$10^5\delta_5$	Wert	$10^6\delta_6$	$10^5\delta_5$	Wert	$10^6\delta_6$	$10^5\delta_5$	Wert	$10^6\delta_6$	$10^5\delta_5$
1,000000	1,000000	0	0	1,000019	+19	+2	1,000000	0	0	1,000005	+5	0	1,000000	0	0
0,999998	0,999985	—13	—2	1,000004	+ 6	0	0,999994	—4	—1	0,999997	—1	0	0,999997	—1	0
994	970	—24	—2	0,999989	— 5	0	987	—7	0	990	—4	0	993	—1	0
986	954	—32	—4	973	—13	—2	981	—5	—1	982	—4	—1	990	+4	0
976	939	—37	—4	958	—18	—2	975	—1	—1	974	—2	—1	974	—2	—1
0,999962	0,999924	—38	—4	0,999943	—19	—2	0,999969	+7	+1	0,999967	+5	+1	0,999959	—3	0
945	909	—36	—4	928	—17	—2	944	—1	—1	944	—1	—1	944	—1	—1
925	894	—31	—4	913	—12	—2	920	—5	—1	921	—4	—1	929	+4	0
903	878	—25	—2	897	— 6	0	896	—7	0	898	—5	0	902	—1	0
877	863	—14	—2	882	+ 5	0	872	—5	—1	876	—1	0	875	—2	—1
0,999848	0,999848	0	0	0,999867	+19	+2	0,999848	0	0	0,999853	+5	0	0,999848	0	0

men nur für die Berechnung der fünfstelligen Funktionswerte geeignet sind, wurden die sechsstelligen Werte angegeben, um die durch die Näherung bedingten Fehler besser verfolgen zu können. Die Differenz zwischen Funktions- und Näherungswert ist jedoch sowohl für die sechsstelligen (δ_6), als auch für die fünfstelligen Werte (δ_5) angegeben. Ein Vergleich der entsprechenden δ_6- und δ_5-Werte zeigt, daß die von Näherung B_1 an verhältnismäßig kleinen δ_6-Werte eine Anzahl von Abrundungsfehlern bei den fünfstelligen Werten bedingen, so daß die δ_5-Werte alleine ein falsches Bild über die Genauigkeit der einzelnen Näherungen geben.

Wegen der einfachen maschinellen Durchführung der Rechnung sind die aufgezeigten Näherungen insbesondere für umfangreiche, häufig wiederkehrende Untertafelungsarbeiten sehr geeignet, bedingen sie doch unabhängig von der Anzahl der Zwischenwerte nur $l+1$ Einstellungen für die näherungsweise Berechnung durch l Geradenstücke. Für die zusätzlichen Steigungskoeffizienten $\pm\frac{k\,\Delta''}{N}$ können in derartigen Fällen auch Tabellen aufgestellt werden, so daß keine nennenswerten vorbereitenden Rechnungen mehr erforderlich sind.

Ein praktisches Beispiel für derartige Rechnungen ist die Untertafelung astronomischer Ephemeriden. Ausgehend von den Funktionswerten für 0^h eines jeden Tages ergibt sich folgende größenmäßige Verteilung der zweiten Differenzen.

Für Jupiter, Saturn, GSW Sonne und Deklination Mars wird der durch die Näherung B_1 bedingte Fehler kleiner als 0,009′, während er für Deklination

TABELLE 6

		$\lvert\Delta''\rvert \leq 0{,}4'$	$\lvert\Delta''\rvert \leq 0{,}8'$	$\lvert\Delta''\rvert \leq 1{,}5'$	$\lvert\Delta''\rvert \leq 2{,}75'$
Sonne	GSW	100%			
	Dekl.	79%	21%		
Venus	GSW	41%	31%	13%	15%
	Dekl.	48%	46%	6%	
Mars	GSW	92%	8%		
	Dekl.	100%			
Jupiter, Saturn		100%			

Sonne und GSW Mars bis auf 0,017′ ansteigen könnte. Lediglich bei der Venus sind größere Fehler möglich. Erfolgt für $|\Delta''| > 0{,}8'$ die Berechnung gemäß C_1, so bleibt auch für die Deklination der Fehler unter 0,017′ und der größtmögliche Fehler für GSW Venus wird 0,028′. Wird für die Tabelle nur die Angabe der Werte auf zehntel Minuten verlangt, so ist die Genauigkeit der Näherungen, zumindest bis auf GSW Venus, als ausreichend zu werten.

Literatur

[1] Munkelt, K., Differenzenbildung mit Lochkartenmaschinen. Deutsche Hydrogr. Z. 7 (1954) H. 1/2.

[2] Bronstein-Semendjajew, Taschenbuch der Mathematik. Leipzig 1959.

[3] Madelung, E., Die mathematischen Hilfsmittel des Physikers. Springer-Verlag Berlin/Göttingen/Heidelberg 1953.

[4] Willers, F. A., Methoden der praktischen Analysis. Berlin 1957.

[5] Berliner Astronomisches Jahrbuch 1959, Berlin 1957.

[6] van der Waerden, B. L., Mathematische Statistik. Springer-Verlag Berlin/Göttingen/Heidelberg 1957.

Der „Seemagnetograph", ein neues Schleppgerät zur Messung der horizontalen und vertikalen Komponente des erdmagnetischen Feldes auf See

Von Karl-Hermann Till

Zusammenfassung: Es wird der Aufbau und die Wirkungsweise eines Schleppgerätes zur Messung der horizontalen und vertikalen Komponente des erdmagnetischen Feldes auf See beschrieben, das 1960 erstmalig vom Institut für Meereskunde eingesetzt wurde. Die Gerätebeschreibung wird durch eine Zusammenstellung der technischen Daten und der bei Anschlußmessungen ermittelten Feldstärken sowie durch mehrere Abbildungen erläutert.

Von April bis Oktober 1960 wurde vom Institut für Meereskunde ein neues Gerät zur Messung der Horizontal- und Vertikalintensität eingesetzt. Dieses Gerät wurde auf Vorschlag des Institutes vom Wissenschaftlich-Technischen Büro für Gerätebau Berlin konstruiert und gebaut und arbeitet nach dem Prinzip der Messung magnetischer Felder mit Hilfe von Saturationskernsonden.

Für die Besonderheit der Messung des erdmagnetischen Feldes auf See und des Einsatzes auf verschiedenen Schiffen wurden die Sonden in einem Schleppkörper untergebracht. Das Meßgestell (Abb. 1) mit dem Registriergerät, Stromversorgungsteil, Frequenzgenerator, Frequenzverdoppler, Kompensator und Verstärker befindet sich an Bord des Schiffes und ist mit dem Schleppkörper über ein 14-adriges Kabel mit eingearbeitetem 8-mm-Schleppseil verbunden. Eine Vorrichtung (Abb. 2) zum Aussetzen und Einholen des Schleppkörpers, in Verbindung mit einer von Hand zu bedienenden Kabelwinde, erleichtert das Arbeiten mit diesem Schleppgerät. Außer Betrieb ist der Schleppkörper senkrecht auf dem Heck des Schiffes untergebracht (Abb. 3).

Eine allseitig wirkende Gummidämpfung im Inneren des Schleppkörpers schützt das Meßteil vor zu großen Erschütterungen. Da die unmagnetischen Präzisions-Bronzekugellager des Kardangehänges sehr stoßempfindlich sind, hat sich diese Aufhängung des Meßkopfes sehr gut bewährt. Im Meßteil sind drei Sonden untergebracht, die orthogonal zueinander stehen, kardanisch aufgehängt sind und als Meßfühler arbeiten. Diese Sonden werden von einem Generator aus mit 5 kHz erregt. Kommt in Richtung der Empfindlichkeitsachse der Sonde ein magnetisches Gleichfeld hinzu, so tritt sekundärseitig eine Wechselspannung der geradzahligen Harmonischen der Erregerfrequenz auf. Durch Selektionsmittel wird die am stärksten auftretende zweite Harmonische als Nutzspannung verwendet. Richtung und Größe der einwirkenden Feldkomponente bestimmen Phasenlage und Amplitude

der Nutzspannung. Gleichzeitig befindet sich im Schleppkörper in genügend weitem Abstand ein kleiner Wechselstrom-Synchron-Motor, der über magnetische Kupplungen die Nachsteuerung der Sonde zur Messung der Horizontalintensität

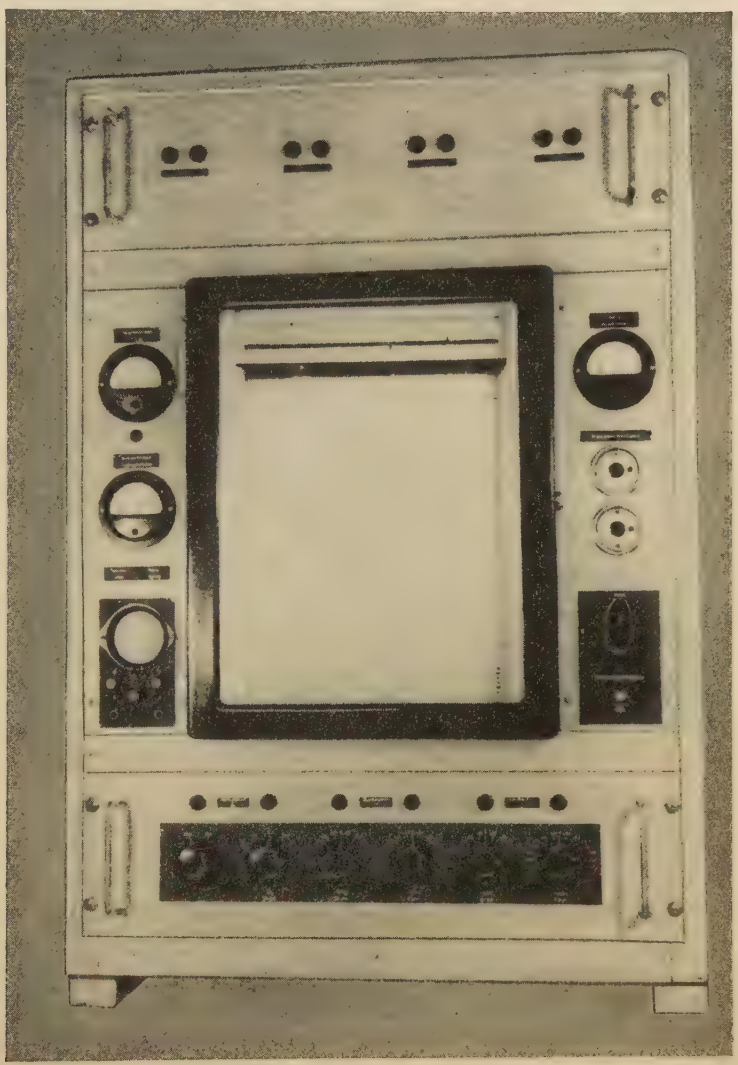


Abb. 1. Oberteil vom Meßgestell

in den magnetischen Meridian vornimmt. Das wird dadurch erreicht, daß eine der horizontalen Sonden als Nachsteuersonde arbeitet, die rechtwinklig zur Meßsonde der Horizontalintensität angebracht ist. Der Sondenaufbau ist um die Vertikalachse drehbar angeordnet und dreht solange in den magnetischen Meridian,

bis die Ausgangsspannung der Nachsteuersonde zu Null wird. Die Phasenlage der Ausgangsspannung bestimmt die Richtung der Nachsteuerung. Die Richtungsänderung erfolgt im Nullpunkt der Sonde.

Über eine Druckdose wird die Schleppkörpertiefe an einer Anzeigevorrichtung auf dem Schiff sichtbar gemacht. Eine akustische Signalanlage sorgt für die Überwachung der Schleppkörpertiefe, damit Gefahrenmomente, die zur Beschädigung des Schleppkörpers durch Grundberührung führen können, rechtzeitig erkannt werden. Die Schleppkörpertiefe wird durch die Fahrtgeschwindigkeit des Schiffes und die Schleppseillänge bestimmt.

Abb. 2. Vorrichtung zum Aussetzen und Einholen des Schleppkörpers

Die Messung der beiden Komponenten erfolgt mit Hilfe von Kompensationsspulen durch Überlagerung eines Gleichfeldes, so daß die Feldkomponente kompensiert wird, d. h. solange, bis die Ausgangsspannung der Meßsonde zu Null wird. Hierbei wird der erforderliche Kompensationsstrom teilweise automatisch geregelt, indem über einen selektiven 10 kHz Verstärker mit phasenempfindlicher Gleichrichtung die Sondenausgangsspannung auf ein polarisiertes Relais gegeben wird (Abb. 4). Damit wird über magnetische Kupplungen der Kompensograph solange gesteuert, bis die Ausgangsspannung der Sonde durch den Kompensationsstrom zu Null wird. Bei Änderungen des erdmagnetischen Feldes über den automatischen Meßbereich hinaus kann über regelbare Widerstände die Grobeinstellung der Kompensation von Hand vorgenommen werden.

Ein Stromkonstanthalter bringt den Ausgleich des Kompensatorspeisestromes durch Belastungsänderungen der Stromquelle, da diese auf Grund der geforderten Genauigkeit des Kompensographen bis zur vierten Dezimale konstant bleiben muß. Durch eine geeignete Vergleichsmethode können Änderungen des Stromes

im Kompensationsspeisekreis festgestellt und nötigenfalls korrigiert werden. Die Winkelregistrierung — Tauchkörperlängsachse zum magnetischen Meridian — erfolgt über ein Ringpotentiometer, wobei der Schleifer tauchkörperfest montiert ist.

Abb. 3. Schleppkörper im Auslegegestell

Der Kompensationsschreiber im Meßgestell gibt die Werte der Horizontal- und Vertikalintensität sowie den Winkel zwischen Tauchkörperlängsachse und dem magnetischen Meridian auf Wachspapier durch kontinuierliche Registrierung wieder (Abb. 5 und 6). Die Meßmarken werden während der Registrierung auf das Wachspapier durch einen Rechen übertragen; dadurch werden Fehler, die durch seitliches Verschieben des Registrierpapiers auftreten könnten, vermieden.

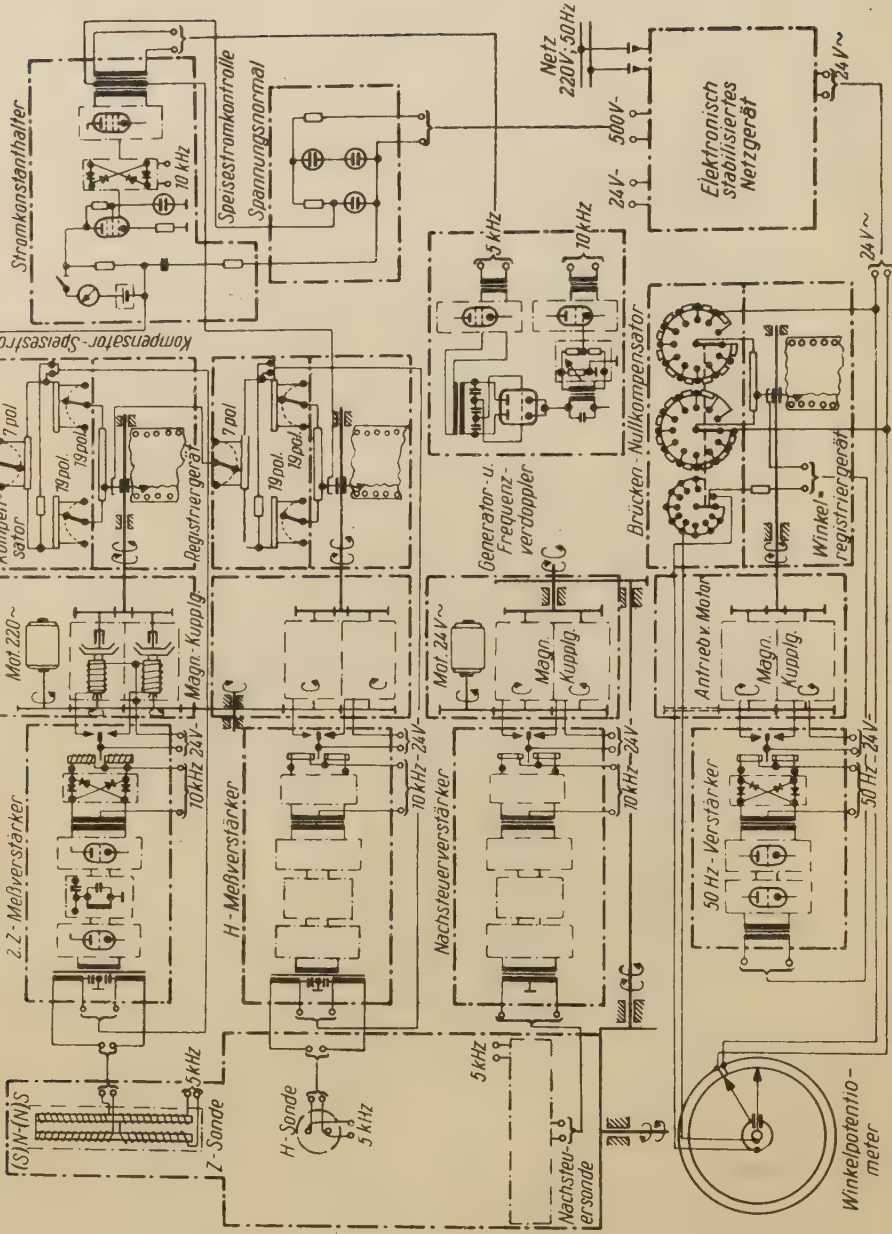


Abb. 4. Prinzipschaltbild des Seemagnetographen nach WTBG

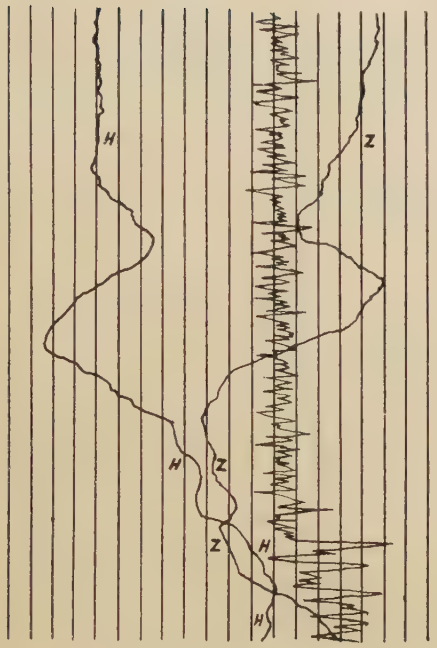


Abb. 5. Registrierstreifen (nachgezeichnet) vom Kurs φ 54° 24′, λ 17° 41′ bis φ 57° 15′, λ 17° 39′. Dem Linienabstand entsprechen bei der Feldstärke in H und Z 200 γ und bei der Winkelregistrierung 2°

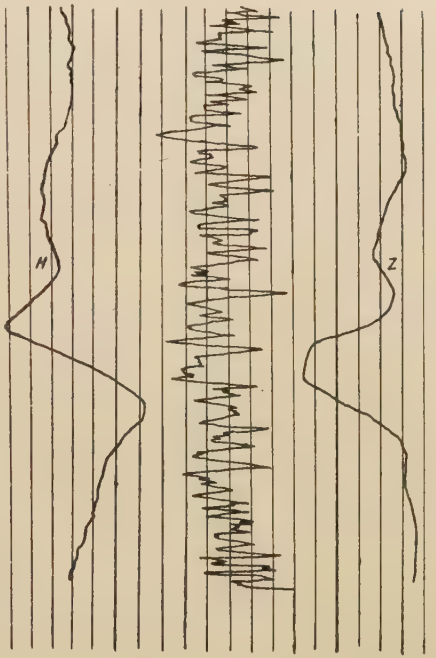


Abb. 6. Registrierstreifen (nachgezeichnet) vom Kurs φ 55° 49′, λ 16° 09′ bis φ 55° 42′, λ 16° 09′. Dem Linienabstand entsprechen bei der Feldstärke in H und Z 200 γ und bei der Winkelregistrierung 2°.

Die Zeitmarken werden zur Zeit von Hand aus aufgetragen. Die Registrierbreite beträgt für die Feldstärke $\pm$ 2500 γ und für die Winkelregistrierung $\pm$ 25°.

Im Jahre 1960 wurde der Seemagnetograph 315 Stunden (Registrierstunden) eingesetzt, das entspricht einer Fahrtdistanz bei durchschnittlich 7 kn Fahrtgeschwindigkeit von rund 2200 sm bzw. reichlich 4000 km. Während dieser Zeit wurde das Gerät bis zur Seegangsstärke 5 erprobt. Schwierigkeiten treten bei stark bewegter See dann auf, wenn das Gerät eingeholt bzw. ausgesetzt werden soll. Hierbei besteht die Gefahr, daß der Schleppkörper durch die starken Bewegungen des Schiffes an die Bordwand schlägt. Wie bereits erwähnt, besteht dann die Möglichkeit, daß die unmagnetischen Kugellager des Kardangehänges zerstört und somit die Meßteile dejustiert werden. Mit Hilfe der Schiffsbesatzung und einiger Übung konnte jedoch diese Gefahrenquelle ausgeschaltet werden.

Die Lagestabilität des Schleppkörpers wird bei größeren Seegangsstärken kritisch, scheint aber weitgehend von der Seegangsrichtung und Stärke abhängig zu sein. Zum anderen überträgt das Kabel die Unruhe des Schiffes bei bewegter See auf den Schleppkörper. Diese unsymmetrischen Bewegungen wirken auf das Kardangehänge, so daß die Sonden ungleichmäßig schwingen. Dadurch wird der Meßwertfehler größer. Die Möglichkeit, die günstigste Schlepprichtung zu bevor-

zugen, kann zur Zeit nicht ausgenutzt werden, da bei einem Ost-West-Kurs durch das angewendete Meßwert-Registrierprinzip die Vertikalintensität mit einem Fehler behaftet wird. Dieser Fehler ist von der Größe der Pendelamplitude der Z-Sonde abhängig. Die Eichung des Seemagnetographen erfolgte vor dem Einsatz im Geomagnetischen Observatorium Niemegk und ist aus folgender Darstellung ersichtlich:

Differenzen zwischen der Registrierung des Seemagnetographen und der Registrierung des Observatoriums Niemegk. (Alle Werte in γ)

Datum	Zeit GMT	Seemagnetograph H	Seemagnetograph Z	Observatorium H	Observatorium Z	Differenz H	Differenz Z
26. 3. 60	13.00	18505	44030	18512	44036	+ 7	+ 6
	13.15	505	030	512	038	+ 7	+ 8
	14.00	500	045	502	050	+ 2	+ 5
	17.30	500	040	512	048	+12	+ 8
	18.04	520	030	516	042	— 4	+12
27. 3. 60	8.30	510	040	504	045	— 6	+ 5
	9.00	485	040	496	038	+11	— 2

Die Auswertung der Registrierstreifen der Seereisen ist noch nicht beendet und bleibt einer späteren Veröffentlichung vorbehalten.

Technische Daten der Anlage:

Gesamtmeßbereiche: H-Komponente $\pm$ 1 Γ
Z-Komponente $\pm$ 1 Γ
Nachsteuerwinkel 360°

Registriergeschwindigkeit im statischen Zustand für die H- und Z-Komponente und die Winkelregistrierung:

umschaltbar in 8 mm/sec $\triangleq$ 160 γ/sec
3 mm/sec $\triangleq$ 60 γ/sec
1,5 mm/sec $\triangleq$ 30 γ/sec

Nachsteuergeschwindigkeit: 1°/sec
Papiervorschub: umschaltbar in 20, 60, 200, 600, 1200, 3600 mm/h
Registrierbreite: 250 mm
Meßelemente: Saturationskernsonden
Steilheit: 100 μV/γ
Nullpunktstabilität: $\pm$ 5 γ

Meßkopf:

Einstellgenauigkeit des Kardans $\pm$ 2 Bogenminuten
Auslenkwinkel des Kardans $\pm$ 10°
Tiefenüberwachung:
Druckdose von 0—2,5 at $\triangleq$ 0—25 m, Wellrohrsystem

Stromversorgung:

Wechselstromquelle 220 V/50 Hz $\pm$ 10%
Leistungsaufnahme max 500 VA

Tauchkörper:

Außendurchmesser		300 mm
Länge		1700 mm
Gewicht	ca	100 kg
Druckfestigkeit		3 at

Besonderer Dank gilt dem Direktor des Institutes für Meereskunde, Herrn Prof. Dr. Bruns, für die Förderung der Entwicklung des neuen Gerätes, fernen den an der Konstruktion und Ausführung beteiligten Mitarbeitern des Wissenschaftlich-Technischen Büros für Gerätebau Berlin, dem Geomagnetischem Observatorium Niemegk für die freundliche Unterstützung bei den Abschlußarbeiten und nicht zuletzt Kapitän und Besatzung von MS „Johann Ludwig Krüger" für ihren Einsatz bei der praktischen Erprobung auf See.

VERÖFFENTLICHUNGEN VON ERICH BRUNS

1. Über die Modellmaßstabsregeln für Wasserbaulaboratorien. Memoires de l'Hydrologique, Vol. VII, Leningrad 1932 (mit deutscher Zusammenfassung).
2. Die Untersuchung der Arbeit des hydrostatischen Mareographen System Kusnetzow. Explorations des Mers de l'USSR, Vol. 18., Leningrad 1933 (mit deutscher Zusammenfassung).
3. Untersuchung des Wellenstoßes im östlichen Teil des Finnischen Meerbusens. Bericht Nr. 68 an die IV. Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten, Leningrad 1933 (deutsch und russisch).
4. Einige statistische Angaben und Eigentümlichkeiten der Sturmfluten in der Newamündung. Bericht Nr. 69 an die IV. Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten. Leningrad 1933 (deutsch und russisch).
5. Forschungen mit Hilfe der Methode der elektrohydrodynamischen Analogie über Sickerwasser in Erddämmen bei schnellwechselndem Stau. Berichte des Instituts für Kommunalbau- und Wirtschaft, Leningrad 1935 (mit deutscher Zusammenfassung).
6. Versuche von Messungen des Wellenstoßes auf eine senkrechte Wand. Explorations des Mers de l'USSR, Vol. 24, Leningrad 1936 (mit deutscher Zusammenfassung).
7. Hydrostatischer Küstenwellenschreiber. Explorations des Mers de l'USSR, Vol. 24 (zusammen mit Prof. Kusnetzow), Leningrad 1936 (mit deutscher Zusammenfassung).
8. Oberflächenwellen der Ostsee. Generalbericht an die V. Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten, Helsingfors 1936 (in deutscher Sprache).
9. Messungen der Wellenelemente im Weißen Meer (Bucht von Kandalakscha) mit Hilfe des Wellenmessers System Bruns-Kusnetzow. Explorations des Mers de l'USSR, Leningrad 1938.
10. Wellen des Weißen Meeres, in „Handbuch der Hydrologie des Weißen Meeres" des Staatlichen Hydrologischen Institutes. Leningrad ab 1938.
11. Wellen der Ostsee, in „Handbuch der Hydrologie der Ostsee" des Staatlichen Hydrologischen Institutes. Leningrad ab 1938.
12. Wellen des Küstenbereiches der Barentsee, in „Handbuch der Hydrologie der Barentsee" des Staatlichen Hydrologischen Institutes Leningrad ab 1938.
13. Wellen des Beringmeeres, in „Handbuch der Hydrologie des Beringmeeres" des Staatlichen Hydrologischen Institutes. Leningrad ab 1938.
14. Wellen des Ochotskischen Meeres, in „Handbuch der Hydrologie des Ochotskischen Meeres" des Staatlichen Hydrologischen Institutes. Leningrad ab 1938.
15. Wellen des Japanischen Meeres, in „Handbuch der Hydrologie des Japanischen Meeres" des Staatlichen Hydrologischen Institutes. Leningrad ab 1938.
16. Methoden der kurzfristigen Voraussagen des Wellenganges für Meeresküsten. Explorations des Mers de l'USSR, Leningrad 1938.

17. Die Sturmflut am 15. 10. 1929 im Delta der Newa und ihre hydrologischen Besonderheiten im Bereich Leningrads und seiner Umgebung. Explorations des Mers de l'USSR, Leningrad 1939 (mit G. Uhl).
18. Echolote. Explorations des Mers d l'USSR, Leningrad.
19. Untersuchung der Arbeit des hydrostatischen Mareographen System Kusnetzow in einem Meer mit Tidebewegungen. Explorations des Mers de l'USSR, Leningrad (mit K. Spengler).
20. Potamometrie, Mareometrie, Wellenmessungen, Nomographie und kleinere Kapitel in „Handbuch des Hydrologen" des Staatlichen Hydrologischen Institutes. Leningrad 1938—1940.
21. Die Wasserklemme des Jahres 1947 auf der Elbe. Der Verkehr, Heft 1, Berlin 1948.
22. Berechnung des Wellenstoßes auf Molen und Wellenbrecher. Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft (1940—49) Bd. 19, Berlin-Hamburg 1950.
23. Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane (253 Seiten). Verlag des Seehydrographischen Dienstes der DDR, Berlin 1953.
24. Wellen, Wassertemperatur, Dichte und Eisverhältnisse sowie Erläuterungen, in „Atlas der klimatologischen, geographischen und ozeanographischen Faktoren der Nordsee und der angrenzenden Gewässer". Verlag des Seehydrographischen Dienstes der DDR, Berlin 1953.
25. Zur Methodik der Darstellung von Wellenmessungen. Annalen für Hydrographie, Heft 1, Stralsund 1954.
26. Planung, Organisation und Durchführung von ozeanographischen Expeditionen unter Berücksichtigung sowjetischer Arbeitsmethoden und Einführung von vollautomatischen ozeanometrischen Geräten in die Expeditionspraxis. Annalen für Hydrographie, Heft 2/3, Stralsund 1955.
27. Über das Werk „Physik des Meeres" von W. W. Schuleikin, 3. Auflage, Moskau 1953, Annalen für Hydrographie Heft 2/3, Stralsund 1955. Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane,
28. Handbuch der Wellen, der Meere und Ozeane, Zweite überarbeitete Auflage im VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1955.
29. Hydrologie und Hydrographie. Annalen für Hydrographie. Heft 7, Stralsund 1956.
30. Alfred Merz, ein großer deutscher Meereskundler. Annalen für Hydrographie, Heft 4, Stralsund 1956.
31. Einige sowjetische Vorschläge neuer ozeanologischer Geräte für Strömungsmessungen für die Entnahme von Boden- und Wasserproben und für hydrochemische Analysen. Annalen für Hydrographie Heft 5/6, Stralsund 1956.
32. Ein submariner Rücken im Arktischen Mittelmeer (Bemerkungen zum Artikel von Theodor Stocks). Annalen für Hydrographie, Heft 7, Stralsund 1956.
33. Die Entwicklung und die neuesten Fortschritte auf dem Gebiet der Meereskunde in der Sowjetunion. Wissenschaftliche Annalen, Bd. V Heft 10 und 11, Berlin 1956.
34. Einige Gedanken zur Frage der Erforschung der Küstendynamik und der Modellversuche für seebauliche Küstenschutzmaßnahmen. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Heft 12, Berlin 1956.
35. Über das Werk „Theorie der Meereswellen" von Akademiemitglied Prof. Dr. W. W. Schuleikin. Annalen für Hydrographie, Heft 8, Stralsund 1957.
36. Die Meereskunde im Internationalen Geophysikalischen Jahr. Annalen für Hydrographie Heft 9, Stralsund 1957.
37. Ozeanologie, Band I, Einführung in die Ozeanologie. Die Ozeanographie. (420 Seiten), VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1958.
(der erste Band eines 6-bändigen Werkes; Band II erscheint 1961)
38. Meereskundliche Expeditionen der DDR auf dem Forschungsschiff „M. Lomonossov" im Atlantischen Ozean. Beiträge zur Meereskunde Heft 1, Berlin 1960.

39. Beiträge in „Forscher der Meere". Mit der „Michail Lomonossov" im Atlantik". (bearbeitet und zusammengestellt von Siegfried Oberländer), Verlag Neues Leben, Berlin 1960.
40. Deutsche Regie von „Theorie der Meereswellen von W. W. Schuleikin" (160 Seiten), Akademie-Verlag Berlin 1960 (umgearbeitete und ergänzte Auflage).
41. Mehrere kleinere Veröffentlichungen allgemeiner Art in Zusammenhang mit den Forschungsarbeiten auf „M. Lomonossov" im Nordatlantik in den Jahren 1958—61.

Beiträge zur Meereskunde

Herausgeber: Prof. Dr. ERICH BRUNS

Heft 1

(Beiträge zur Meereskunde)

1961. 63 Seiten — 14 Abbildungen — 2 Falttafeln — 8 Tabellen — gr. 8° — DM 12,—

INHALT

BRUNS: Meereskundliche Expeditionen der DDR auf dem Forschungsschiff „M. W. Lomonossov" im Atlantischen Ozean

SAGER: Die Größtgeschwindigkeiten der Gezeitenströme zur mittleren Springzeit in der Nordsee, dem Kanal und der irischen See

KOLP/ENZENROSS: Über einige Laborerfahrungen bei der Kennzeichnung von Meeressand mit lumineszenten Farbstoffen

WOLF: Über die hydrologischen Verhältnisse in der westlichen Ostsee im November 1953

BÖHL: Untersuchungen zur Strömungsmessung mit Fix- und Schleppelektroden

VOIGT: Äquatoriale Unterströmung auch im Atlantik

BÖHL: Buchbesprechung zu G. Sager „Gezeiten und Schiffahrt"

BRUNS: Buchbesprechung zu W. W. Schuleijkin „Theorie der Meereswellen"

Beilage: Karte der maximalen Gezeitenströme
Fahrtrouten der „Lomonossov"

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

Acta Hydrophysica

Herausgegeben vom Institut für physikalische Hydrographie
der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin

Band VI / Heft 4

D. H. H. KÜHLMANN

Die Temperaturverhältnisse in zwei Kleingewässern verschiedener landschaftlicher Exposition

1960. 81 Seiten — 39 Abbildungen — 7 Tabellen — 8° — DM 8,—

Untersucht wurden zwei Kleingewässer bei Leipzig, von denen das eine im Wald liegt und temporären Charakter hat, das andere auf einer Wiese gelegene perennierend ist. Die Temperaturmessungen wurden mit Stab- und Schöpfthermometern während aller Jahreszeiten vorgenommen.
Auf die Temperatur der Kleingewässer haben besonders Wald, Ufer und Wasserpflanzen, Gestalt des Ufers, Beschaffenheit des Grundes, Eis, Sonnenstrahlung, Wind, Verdunstungskälte und Regen Einfluß. Sie wirken teils erwärmend, teils abkühlend. Die Temperaturschwankungen im Gewässer während eines Tages nehmen vom Rand zur Mitte und von oben nach unten ab. Die Erwärmung des Waldtümpels im Frühjahr und seine Abkühlung im Herbst erfolgen langsamer als im Wiesengrabenweiher. Die Temperaturen des Waldgewässers sind im großen und ganzen unausgeglichener. Im Verlauf eines Tages treten die Temperaturminima vornehmlich in den frühen Morgenstunden auf. Temperaturmaxima entstehen nach der Zeit des höchsten Sonnenstandes. Sie erscheinen mit fortschreitender Jahreszeit — also vom Frühjahr zum Herbst hin — zu immer späterer Stunde. Temperaturschichtungen entstehen, wenn die auf das Gewässer einwirkenden Außentemperaturen sich merklich von den Wassertemperaturen unterscheiden. Um den verschiedenartigen Charakter der Temperaturschichtung in einem See gegenüber der in einem Kleingewässer herauszustellen, wird vorgeschlagen, erstere als Makro-, letztere als Mikroschichtung zu bezeichnen. Durchmischungsvorgänge können sowohl auf Konvektionen als auf Turbulenzen zurückgeführt werden. Konvektionen treten vor allem bei nicht zu starken Dichteunterschieden zwischen den verschiedenen temperierten Wasserschichten, sowie zum Zeitpunkt des Wechsels zwischen Ein- und Ausstrahlung auf, Turbulenzen bei Wind- und Strömungseinwirkungen. Der Waldtümpel ist schichtenstabiler als der Wiesengrabenweiher. Die Tagesmitteltemperaturen in Kleingewässern können bestimmt werden durch:

a) das arithmetische Mittel der Meßserie
b) die Formel nach Eichler und Schrödter
c) den Termin von Höhne.

Die anzuwendende Methode richtet sich nach dem jeweiligen Untersuchungsziel.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN